Dr MARKO MILOSAVLJEVIĆ

METEOROLOGIJA

ČETRNAESTO IZDANJE

Naučna knjiga
BEOGRAD, 1990.

Dr Marko Milosavljević
profesor univerziteta

METEOROLOGIJA

Izdavač
IDP „Naučna knjiga"
Beograd, Uzun-Mirkova 5

Za izdavača
Dr Blažo Perović

Urednik
Nikola Dončev

Tehnički urednik
Miloje Drinjaković

Tiraž: 2000 primeraka

ISBN 86-23-21075-1

Štampa: Štamparsko-izdavačko preduzeće „Bakar" - Bor

S A D R Ž A J

PRVI DEO

I

UVOD — Strana

1. Pojam meteorologije 1
2. Podela meteorologije 2
3. Osnovni meteorološki elementi i meteorološke pojave 3
4. Organizacija meteorološke službe u SFR Jugoslaviji 4
5. Lokalno (mesno) i zvanično vreme 6
6. Prividno kretanje sunca po nebeskom svodu u toku godine 8

II

OPŠTI POJMOVI O ATMOSFERI

7. Vertikalna podela atmosfere 10
8. Sastav vazduha 11
9. Gustina vazduha 14

III

IZVORI ZRAČNE I TOPLOTNE ENERGIJE – ZRAČENJE SUNCA, ATMOSFERE I ZEMLJE

10. Izvori toplote za zemljinu površinu i atmosferu 17
11. Sunčevo zračenje 18
12. Propustljivost vazduha za sunčevo zračenje 20
13. Prozračnost (providnost) vazduha i horizontalna vidljivost 21
14. Provodljivost toplote i temperature 25
15. Uticaj visine sunca iznad horizonta na jačinu zagrevanja 26
16. Atmosfersko zračenje 28
17. Direktno i globalno sunčevo zračenje 30
18. Intenzitet sunčevog zračenja u unutrašnjosti biljnog pokrivača 32
19. Refleksija sunčevih zraka na oblacima, snežnom pokrivaču, zemljinoj površini i biljnom pokrivaču 33
20. Zračenje zemlje i protivzračenje atmosfere 35
21. Bilans zračenja 38
22. Trajanje sunčeva sjaja (osunčavanje) 41

IV

ZAGREVANJE ZEMLJE I ATMOSFERE

23. Pojam o toploti i temperaturi 42
24. Zagrevanje i hlađenje zemljine površine 43

Strana

25. Zagrevanje i hlađenje kopna 45
26. Dnevni i godišnji tokovi temperature kopna 46
27. Godišnji bilans toplote u kopnu 55
28. Uticaj prirodnog pokrivača na površini kopna na promenu temperature sa dubinom 56
29. Zagrevanje i hlađenje vode 57
30. Dnevni i godišnji tokovi temperature vode 58
31. Godišnji bilans toplote u vodi 59
32. Zagrevanje i hlađenje vazduha 60
33. Dnevni tok temperature vazduha 62
34. Godišnji tok temperature vazduha 66
35. Poremećaji u godišnjem toku temperature vazduha 68
36. Promena temperature vazduha sa porastom nadmorske visine 71
37. Uticaj biljnog pokrivača na temperaturu nižih slojeva vazduha 74
38. Adijabatski procesi u atmosferi 75
39. Ravnotežno stanje atmosfere 76
40. Izotermične karte 76

V

VAZDUŠNI PRITISAK

41. Pojam o vazdušnom pritisku 81
42. Promena vazdušnog pritiska sa visinom 82
43. Dnevni i godišnji tokovi vazdušnog pritiska 85
44. Raspodela vazdušnog pritiska na zemlji 86

VI

VODENA PARA U ATMOSFERI

45. Fizičko ponašanje vode 91
46. Isparavanje vode 92
47. Uticaj šume i vegetacije na isparavanje 94
48. Vlažnost vazduha 95
49. Veličine za obeležavanje vlažnosti vazduha 97
50. Promena pritiska vodene pare i relativne vlažnosti vazduha sa porastom nadmorske visine 99
51. Faze u kruženju vode 100
52. Dnevni i godišnji tokovi pritiska vodene pare i relativne vlažnosti vazduha 100
53. Uticaj biljnog pokrivača na vlažnost vazduha 102

VII

MAGLA I OBLACI

54. Kondenzacija i sublimacija vodene pare u atmosferi 106
55. Sastavni delovi magle i oblaka 109
56. Magla 109
57. Oblaci 112
58. Podela oblaka 113
59. Oblačnost 119
60. Dnevni i godišnji tokovi oblačnosti 120

VIII

PADAVINE

61. Opšti podaci o padavinama 121
62. Padavine koje se stvaraju pri zemlji 121

Strana

63. Tipovi padavina iz oblaka 126
64. Oblici padavina iz oblaka 126
65. Uticaj šume na visinu padavina 130
66. Dnevni i godišnji tokovi visine padavina 133
67. Snežni pokrivač 134
68. Uticaj šume na raspodelu snežnog pokrivača 136

IX

VAZDUŠNA STRUJANJA

69. Pojam o strujanju vazduha 138
70. Postanak vazdušnih strujanja 139
71. Vetar 142
72. Osnovne sile koje dejstvuju na vazdušne čestice u atmosferi 143
73. Uzajamni odnosi između pojedinih sila koje dejstvuju na neku vazdušnu česticu u atmosferi 146
74. Struktura vetra 150
75. Uticaj prepreka i šume na brzinu vetra 151
76. Opšta cirkulacija vazdušnih struja u atmosferi 154
77. Periodični vetrovi 156
78. Slapoviti vetrovi 158
79. Lokalni vetrovi 163

X

ATMOSFERSKI POREMEĆAJI

80. Vazdušne mase i njihove osobine 165
81. Klasifikacija vazdušnih masa 166
82. Meteorološka sinoptička karta i njena primena 169
83. Vazdušna depresija (ciklon) i anticiklon 172
84. Vazdušni frontovi 174
85. Vremensko stanje u depresiji i anticiklonu 180
86. Sekundarna depresija 184
87. Putanje depresija i tropskih ciklona 186
88. Putanje anticiklona 189
89. Lokalni vazdušni vrtlozi 189
90. Atmosferske nepogode 191
91. Električna pražnjenja u atmosferi 192

DRUGI DEO

XI

92. Merenje intenziteta sunčevog zračenja 195
93. Merenje trajanja sunčeva sjaja 201

XII

94. Merenje temperature 204

Strana

XIII

95. Merenje vazdušnog pritiska 213
96. Redukcija vazdušnog pritiska određenog pomoću živinog barometra 219

XIV

97. Merenje isparavanja vode 223

XV

98. Merenje vlažnosti vazduha 230

XVI

99. Merenje padavina iz oblaka 243
100. Merenje visine snežnog pokrivača i gustine snega 246

XVII

101. Određivanje pravca i brzine vetra 250

Meteorološke tablice 255
Spisak literature 273

PREDGOVOR DESETOM IZDANJU

Ova knjiga, kao i ranija izdanja, namenjena je prvenstveno studentima poljoprivrednih fakulteta i viših poljoprivrednih škola. Knjiga može još poslužiti i studentima šumarskih fakulteta i viših šumarskih škola, kao i studentima drugih sličnih fakulteta i škola gde se predaje opšta meteorologija.

Ovo izdanje knjige sadrži teoretski deo (Prvi deo), a takođe i opis instrumenata i rukovanje njima (Drugi deo). Prema tome, knjiga je kompletna za nastavu kako iz teoretskog dela, tako i za vežbanja iz predmeta meteorologija.

U ovom izdanju su izmenjene veličine prema novom Međunarodnom sistemu mernih jedinica (Système International d'Unites, skraćeno: SI). Ove izmene izvršila je dr Natalija Todorović, vanredni profesor Poljoprivrednog fakulteta u Zemunu, a pročitao ih je i još neke manje ispravke učinio dr Fedor Mesinger, redovni profesor Prirodno-matematičkog fakulteta u Beogradu. Za ovu saradnju i uloženi trud ja sam im veoma zahvalan.

M. Milosavljević

PRVI DEO

I

UVOD

1. POJAM METEOROLOGIJE

Meteorologija je nauka koja proučava sve fizičke pojave u vazdušnom omotaču oko zemlje, odnosno u atmosferi. Sem toga, meteorologija proučava i izvesne fizičke pojave koje se odigravaju na samoj zemljinoj površini, a takođe i u gornjim slojevima zemlje. Jer, atmosferske pojave se ne događaju izolovano, već su u tesnoj vezi, kako među sobom, tako i sa procesima i pojavama koji se dešavaju na zemljinoj površini, u površinskom sloju zemljišta (do oko 20—15 m dubine) i u vazdušnom omotaču oko zemlje.

Meteorologija spada u grupu geofizičkih nauka, u koju takođe spadaju hidrologija, seizmologija i nauka o zemljinom magnetizmu. Prema tome, meteorologija se može smatrati kao jedna grana fizike, tj. ona je u stvari, fizika atmosfere. Osnovni zadatak meteorologije je da izučava zakone prirode i da obezbedi praktične potrebe živog sveta na zemlji, a takođe i da pruži mogućnost upravljanja prirodnim pojavama od strane čoveka.

Za razliku od čiste eksperimentalne fizike, metodi ispitivanja u meteorologiji, kao i kod svih geofizičkih nauka, ne baziraju se na eksperimentima, već na posmatranjima. To znači: ljudi mogu da posmatraju izvesne pojave koje se u atmosferi događaju i da o njima donose svoje sudove i zaključke, ali ne mogu da utiču na tok tih pojava, tj. ne mogu zbivanja u atmosferi niti izazvati niti ih zaustaviti ako ona već postoje.

Ipak u poslednje vreme meteorologija se ne ograničava samo na posmatranja, opisivanja i objašnjavanja atmosferskih pojava, već se u oblasti meteorologije pojavljuju izvesni eksperimenti koji dobijaju svoje puno značenje. Tako se, npr., stvaraju veštačkim putem magle i oblaci, pokušava se sa stvaranjem veštačke kiše i suzbijanjem padanja grada na zemlju, radi zaštite useva.

Opšti zadaci meteorologije su (1):

1. Dobiti niz tačnih stvarnih podataka, koji karakterišu atmosferu i osmotrene pojave u njoj i prikazati ih opisno, kako po kvalitetu tako i po kvantitetu.

2. Izvršiti analizu osmotrenih podataka i naći pravilna objašnjenja atmosferskih pojava. Ustanoviti zakone koji utiču na razvitak tih pojava.

3. Iskoristiti postojeće zakonomernosti, razraditi metode, i po mogućstvu tačno prikazati tok razvitka pojedinih procesa, koji će se u atmosferi dogoditi za izvestan vremenski interval unapred.

4. Primeniti nađene zakonomernosti u razvitku atmosferskih procesa na taj način da se sila prirode iskoristi za praktične potrebe.

2. PODELA METEOROLOGIJE

Meteorologija se može uglavnom podeliti na: opštu meteorologiju, sinoptičku meteorologiju, dinamičku meteorologiju i aerologiju.

Opšta meteorologija bavi se proučavanjem svih meteoroloških elemenata i meteoroloških pojava u nižim slojevima atmosfere i to u glavnim crtama. Metodi meteoroloških merenja i instrumenti za redovna terminska merenja i osmatranja prikazuju se u opštoj meteorologiji.

Sinoptička meteorologija je nauka koja proučava procese koji uslovljavaju vremenske pojave na većem prostranstvu zemljine površine. Ona je, u stvari, primenjena meteorologija i bavi se uglavnom predskazivanjem vremena za jedan, dva ili više dana unapred.

Dinamička meteorologija je nauka koja empirijski i teorijski objašnjava razna kretanja vazdušnih masa u vezi sa izvesnim dinamičkim i termodinamičkim zakonima.

Aerologija je nauka koja proučava meteorološke elemente i meteorološke pojave u slobodnoj atmosferi na većim visinama. Ona se zato često naziva fizika slobodne atmosfere. Ispitivanja visokih slojeva atmosfere dobila su široke razmere tek u dvadesetom veku, a naročito za vreme drugog svetskog rata, i u poslednjim godinama, kada se intenzivno vrše ispitivanja najviših slojeva atmosfere.

Za razne potrebe pojedinih grana državnog života postoje i naročite grane meteorologije, koje iz celokupne oblasti opšte meteorologije proučavaju ono što je za njih najvažnije. Tu spadaju: vazduhoplovna meteorologija, pomorska meteorologija, poljoprivredna meteorologija, sudska meteorologija, biološko-medicinska meteorologija, mikrometeorologija, itd.

Ovde će se nešto detaljnije izneti o poljoprivrednoj meteorologiji, odnosno o agrometeorologiji.

Agrometeorologija je nauka koja proučava meteorološke elemente i meteorološke pojave za potrebe poljoprivrede. Rezultati agrometeoroloških istraživanja služe da se postojeći vremenski uslovi u jednom vegetacionom periodu iskoriste za dobijanje što većih prinosa u procesima poljoprivredne proizvodnje.

U okviru agrometeoroloških ispitivanja potrebno je ustanoviti, kako pojedine biljke reaguju na vremenska zbivanja u atmosferi i gornjim slojevima zemljišta. Ovo je potrebno proučiti za pojedine faze razvoja svake biljke u toku vegetacionog perioda. Na taj način će se onda znati kakve su agrotehničke mere potrebne pojedinim biljkama u pojedinim fazama njihovog razvića.

Osnovni vidovi agrometeorološke službe su: agrometeorološke informacije, agrometeorološke prognoze, agroklimatska i mikroklimatska ocena terena (2). U informacijama i prognozama stavljaju se na raspolaganje podaci o stepenu pogodnosti tekućih ili očekivanih vremenskih uslova za uspevanje poljoprivrednih kultura, za vršenje pojedinih poljoprivrednih radova, kao i za primenu raznih agrotehničkih mera. Agroklimatska i mikroklimatska ocena terena služi kao stepen

pogodnosti klime izvesnog rejona ili manjeg prostora (npr. njive) za gajenje poljoprivrednih kultura. Na ovaj način određuje se karakter promena koji se pošumljavanjem ili drugim meliorativnim merama vrši kod klime poljoprivrednih površina, kao što su: njive, polja, livade, padine, udubljeni ili izdignuti tereni.

Agrometeorologija je naročito razvijena u SSSR-u, a takođe i u nekim zapadnim državama. Osnivači agrometeorologije u SSSR-u su A.I. Voeikov (3) i P.I. Brounov (4). Prvi je živeo od 1842. do 1916. godine, a drugi od 1852. do 1927. godine.

3. OSNOVNI METEOROLOŠKI ELEMENTI I METEOROLOŠKE POJAVE

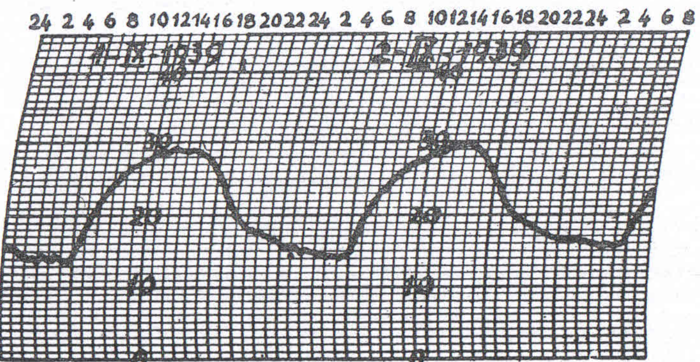
Osnovni meteorološki elementi su: sunčevo zračenje (insolacija), zemljino izračivanje (radijacija), dužina trajanja sunčeva sjaja, horizontalna vidljivost, temperatura vazduha i gornjih slojeva zemlje, vazdušni pritisak, isparavanje, vlažnost vazduha, oblačnost, visina padavina, visina snežnog pokrivača, gustina snega, pravac i brzina vetra.

Meteorološke pojave su: magla, oblaci, kiša, sneg, grad, krupa, rosa, slana, inje, poledica, itd.

Meteorološki elementi osmatraju se u određene časove dana i izražavaju se brojnim vrednostima, dok se meteorološke pojave osmatraju onda kada postoje, tj. osmatra se čas njihovog početka i svršetka, intenzitet i dr. Meteorološke pojave obeležavaju se raznim simbolima (vidi na slici 42) a ponekad opisno rečima.

Pojedini meteorloški elementi kao što su: insolacija, radijacija, temperatura vazduha i gornjih slojeva zemlje, vazdušni pritisak, isparavanje, vlažnost vazduha, dužina trajanja sunčeva sjaja, visina padavina, visina snežnog pokrivača, gustina snega, pravac i brzina vetra mere se pomoću naročitih instrumenata. Horizontalna vidljivost i oblačnost (pokrivenost neba oblacima) određuje se ocenom od oka, tj. vizuelno.

Brojne vrednosti meteoroloških elemenata u datom trenutku, kao i tok meteoroloških pojava u tom istom trenutku, označava stanje atmosfere ili karakter vremena za taj trenutak.

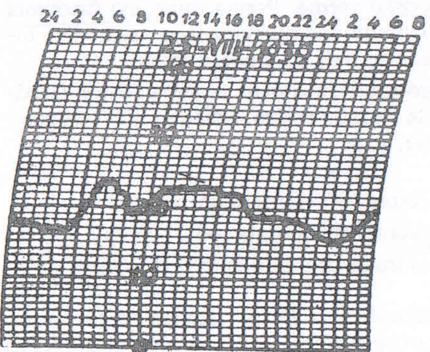


Slika 1. Periodične promene dnevnog toka temperature vazduha u Kragujevcu 1. i 2. septembra 1939. godine

Periodične i neperiodične promene meteoroloških elemenata. — Pojedini meteorološki elementi, koji su već navedeni, mogu imati periodične promene u toku izvesnog vremena, a isto tako mogu imati i neperiodične promene u toku vremena iste dužine.

Ako su kolebanja nekog meteorološkog elementa približno ista u istom razmaku vremena, onda se kaže da dotični elemenat ima periodične promene u tom vremenskom intervalu. Ukoliko kolebanja nisu približno ista, promenljivost meteorološkog elementa je neperiodična. Kao primer može se uzeti dnevni tok temperature vazduha. Ako je u toku nekog dana tiho i vedro vreme, naročito leti, temperatura vazduha će da raste od izlaska sunca do oko 14 časova, kada dostiže svoj maksimum, od tog vremena pa nadalje temperatura će da opada do zalaska sunca i dalje preko noći do pred izlazak sunca, kada spadne do minimuma. Takva dnevna temperaturna kriva vidi se na slici 1. Ona predstavlja dnevni tok temperature vazduha, na 2 metra visine u termometarskom zaklonu, u Kragujevcu za 1. i 2. septembar 1939. godine, kada je vreme preko celog dana bilo tiho i vedro. Svake godine u ovaj isti dan, pri tihom i vedrom vremenu, dnevna temperaturna kriva imala bi skoro isti oblik kao na slici 1.

To bi, u stvari, predstavljalo periodične promene dnevnog toka temperature vazduha, gde se kao period uzima vreme od 24 časa, a razlika između najviše i najniže temperature naziva se dnevnom amplitudom temperature vazduha.



Slika 2. Neperiodične promene dnevnog toka temperature vazduha u Kragujevcu 25. VIII 1939. godine

Neperiodične promene može imati dnevni tok temperature vazduha u slučaju naglog upada hladnih ili toplih vazdušnih masa u oblast dotičnog mesta. Isto tako i promenljiva količina oblačnosti u toku dana može da prouzrokuje nepravilnu promenljivost temperaturnog toka. Takav primer vidi se na slici 2. On predstavlja dnevni tok temperature vazduha takođe u Kragujevcu 25. avgusta 1939. godine.

Ipak, mora se naglasiti da kod meteoroloških elemenata ne postoji neka apsolutna pravilna periodična promenljivost. Najbolja pravilnost u ovom smislu je kod dvanaestočasovnog kolebanja vazdušnog pritiska u oblasti ekvatora. Kod ostalih meteoroloških elemenata, periodične i neperiodične promene mogu se posmatrati samo ako se uzmu u obzir srednje vrednosti dotičnih elemenata za duži niz godina.

4) ORGANIZACIJA METEOROLOŠKE SLUŽBE U SFR JUGOSLAVIJI

Meteorološka služba u Jugoslaviji je ujedinjena sa hidrološkom i zajednički naziv im je hidrometeorološka služba. Postoji Savezni hidrometeorološki zavod, a takođe postoje i republički hidrometeorološki zavodi u svakoj republici.

Savezni hidrometeorološki zavod prati, koordinira i stručno pomaže rad republičkih hidrometeoroloških zavoda i stara se o njihovom jednoobraznom radu

i planskom razvoju meteorologije i hidrologije u Jugoslaviji. Sem toga, Savezni hidrometeorološki zavod izdaje stručna uputstva za jedinstveno i jednoobrazno obavljanje svih stručno-tehničkih poslova u pojedinim granama meteorološke i hidrološke službe. Prema jednom takvom uputstvu, koje ima naslov „Uputstvo za osmatranja i merenja na glavnim meteorološkim stanicama«, izvršena je podela meteoroloških stanica na teritoriji Jugoslavije i određeni su programi njihovog rada. Podela meteoroloških stanica izvršena je prema nameni i obimu programa rada na dotičnoj stanici. Tako se meteorološke stanice osnovne mreže dele na: glavne meteorološke stanice, obične meteorološke stanice i padavinske stanice.

Meteorološka osmatranja i merenja vrše se i u meteorološkim opservatorijama, koje su naučno-istraživačke ustanove pri republičkim hidrometeorološkim zavodima.

Glavne meteorološke stanice. — To su stanice osnovne mreže na kojima se vrše osmatranja i merenja meteoroloških i bioloških pojava i elemenata u određenim dnevnim terminima za potrebe službe prognoze vremena, klimatologije, hidrologije, agrometeorologije i drugih potreba u privredi, zdravstvu, čovekovoj sredini i dr.

Na glavnoj meteorološkoj stanici vrši se osmatranje sledećih meteoroloških i bioloških pojava: sadašnje vreme, prošlo vreme, oblačnost (količina i vrsta oblaka), visina osnovice (baze) oblaka, horizontalna vidljivost, naročito pojave, opšta fenološka osmatranja, osmatranja stanja uslova i stanja tla. Na istoj stanici vrši se merenje meteoroloških elemenata, i to: pravac i brzina vetra, temperatura vazduha i zemljišta na raznim dubinama, vazdušni pritisak, vlažnost vazduha, vlažnost zemljišta, visina padavina, visina snežnog pokrivača, gustina snega, dubina zamrzavanja i odmrzavanja zemljišta, dužina trajanja sunčevog sijanja i isparavanje.

Na izvesnom broju glavnih meteoroloških stanica vrše se i druga osmatranja i merenja za razne potrebe specijalnog karaktera, a koja se obavljaju kako u redovnim terminskim časovima osmatranja tako i u drugim časovima dana.

Obične meteorološke stanice. — To su stanice osnovne mreže na kojima se vrše osmatranja i merenja meteoroloških i bioloških pojava i elemenata u određenim dnevnim terminima za potrebe klimatologije, hidrologije i agrometeorologije.

Na običnoj meteorološkoj stanici vrši se osmatranje sledećih pojava: karakter vremena, količina oblačnosti, horizontalna vidljivost, fenološka osmatranja (prema potrebi) i stanje useva (prema potrebi). Na istoj stanici vrši se merenje sledećih elemenata: pravac i brzina vetra odnosno jačina vetra, temperatura vazduha i zemljišta (prema potrebi), vlažnost vazduha, visina padavina i visina snežnog pokrivača.

Padavinske stanice. — To su meteorološke stanice osnovne mreže na kojima se vrše osmatranja i merenja meteoroloških i bioloških pojava i elemenata za potrebe klimatologije, hidrologije i agrometeorologije.

Na padavinskoj meteorološkoj stanici vrši se osmatranje i merenje sledećih meteoroloških i bioloških pojava i elemenata: vrsta padavina, visina snežnog pokrivača i fenološka osmatranja (prema potrebi).

Na padavinskim stanicama prate se i značajnije promene vremena i beleži vreme početka i vreme svršetka i intenzitet svih vrsta padavina i važnijih atmosferskih pojava.

Meteorološka osmatranja za potrebe prognoze vremena vrše se u celom svetu jednovremeno, svaka 3 sata, i to u: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 i 21 časova po grinvičkom vremenu, a to odgovara časovima od: 01, 04, 10, 13, 16, 19 i 22 č. po srednjoevropskom vremenu. Osmatranja u: 00, 06, 12 i 18 č. po Grinviču su glavna terminska, a ostala su međuterminska osmatranja.

Osmatranje za potrebe klimatologije vrše se u: 07, 14 i 21 č. po lokalnom vremenu. Svaka stanica za osmatranje ima svoje posebno vreme koje odgovara njenom meridijanu, prema tome, klimatološka osmatranja se ne vrše jednovremeno na svim stanicama.

Merenje visine padavina na glavnim stanicama vrši se u glavnim terminima: 01, 07, 13 i 19 č. po srednjoevropskom vremenu. Na običnim i padavinskim stanicama visina padavina se meri u 07 časova po lokalnom vremenu

5. LOKALNO (MESNO) I ZVANIČNO VREME

Zemlja se okreće, kao što je poznato, od zapada prema istoku oko svoje osovine, ili — kako to nama izgleda sa zemlje — sunce se kreće u toku dana od istoka prema zapadu. Prema tome, trenutak prolaska sunca kroz podnevni meridijan je ranije iznad mesta koja se nalaze istočnije nego iznad mesta koja se nalaze zapadnije od mesta nekog posmatrača. Na taj način sve tačke koje leže duž istog meridijana imaju isto vreme koje se naziva lokalno vreme. Naprotiv, tačke koje leže duž istog uporednika imaju različito lokalno vreme. Kao primer može se uzeti Beograd i Slavonski Brod. Sunce će kulminirati oko 10 minuta ranije iznad Beograda nego iznad Slavnonskog Broda. Međutim, kada bi časovnici u svakom mestu pokazivali lokalno vreme, onda bi u običnom životu i saobraćaju nastupila velika pometnja. Npr., kada je izjutra u Beogradu po lokalnom vremenu 8 časova u Slavnoskom Brodu je 7 časova i 50 minuta. Ako bi čovek putovao avionom iz Beograda za Slavnoski Brod i ako bi taj put trajao 10 minuta, onda kada bi avion stigao u Slavnonski Brod bilo bi na časovniku isto vreme kao kada je pošao iz Beograda. Zato bi putnik koji je npr. iz Beograda pošao u 9 časova po lokalnom vremenu morao, kad sitgne u Slavonski Brod, svoj časovnik da vrati nazad za 10 minuta, da bi mu časovnik pokazivao isto vreme kao što pokazuju časovnici u Slavonskom Brodu.

Da se ovo ne bi događalo, države su morale uvesti naročiti način računanja vremena na celoj svojoj teritoriji. Tako je uvedeno da svi časovnici u jednoj zemlji pokazuju, u datom trenutku, isto vreme (časove, minute i sekunde). Takvo vreme naziva se zvanično vreme. Zvanično vreme određuje se po časovnim zonama na sledeći način.

Cela zemljina lopta izdeljena je meridijanima na 24 jednaka dela od po 15° geografske dužine, odnosno na 24 časovne zone od po 1 časa. U unutrašnjosti svake zone u svim mestima časovnici treba da pokazuju, u istom trenutku, isto vreme (čas, minut i sekund). To vreme predstavlja, u stvari, mesni čas meridijana koji prolazi kroz sredinu dotične zone. Taj jedinstveni čas za celu dotičnu zonu naziva se, u stvari, zvanično vreme. Numeracija časovnih zona uzima se na sledeći način.

Kao prva zona uzima se deo zemljine površine od 7°30′ zapadno do 7°30′ istočno od grinvičkog, odnosno prvog meridijana. Prema tome, kao srednji meridijan ove zone smatra se nulti meridijan koji prolazi kroz Grinvičku opservatoriju u blizini Londona. Sva mesta na površini ove zone imaju kao zvanično vreme ono lokalno vreme koje ima grinvički meridijan. Ovo se vreme naziva grinvičko ili zapadnoevropsko vreme, i obeležava se skraćeno ZEV.

Sledeća zona ima kao srednji meridijan onaj koji prolazi kroz 15° istočne dužine. Kada se uzme 7°30′ na zapad od petnaestog stepena (upravo do istočne granice prve zone) i 7°30′ na istok, dobije se druga časovna zona, u kojoj opet svi časovnici pokazuju isto zvanično vreme, koje nije ništa drugo nego lokalno vreme petnaestog meridijana. To je srednjoevropsko vreme, i ono se razlikuje od zapadnoevropskog vremena za 1 čas, a obeležava se skraćeno SEV.

Vremenska razlika od kulminacije sunca iznad istočne granice jedne časovne zone do kulminacije iznad zapadne granice te iste zone iznosi 1 čas, odnosno 60 minuta. Prema tome, iznad 15° ist. dužine (meridijan koji prolazi otprilike kroz Dravograd, Moravice i Pag) sunce kulminira u 12 časova po srednjoevropskom vremenu. Na svim mestima koja se nalaze istočno od 15° ist. dužine sunce kulminira pre 12 časova, i to utoliko pre ukoliko je mesto istončije. Naprotiv, sunce kulminira posle 12 časova po SEV na svima mestima koja se nalaze zapadno od 15° ist. dužine.

Ali, podela po zonama nije izvedena strogo po graničnim meridijanima. Ako mali deo neke države zalazi u susednu zonu, ipak se računa kao zvanično vreme ono koje je usvojeno za celu državu. Ima država koje se prostiru preko više zona, npr. SSSR obuhvata 11 zona.

Naša država ima zvanično srednjoevropsko vreme. Prema tome, svi časovnici u našoj zemlji pokazuju to vreme. Razlika između srednjoevropskog vremena i lokalnog za pojedina mesta u našoj zemlji može se naći na sledeći način:

Veličina ove razlike zavisi od razlike geografskih dužina između 15-tog (srednjeg) meridijana i meridijana koji prolazi kroz dotično mesto. Pošto se 360° geografske dužine podudara sa vremenom od 24 časa, to se:

15° geografske dužine podudara sa 1 časom (60 vremenskih minuta)
1° geografske dužine podudara sa 4 vremenska minuta (60:15 = 4)
1′ geografske dužine podudara sa 4 vremenska sekunda (60:15 = 4)

Ako napr. neko mesto A ima geografsku dužinu 19°30′ istočno od Grinviča onda je razlika geografskih dužina između ovog mesta i 15° (srednjeg meridijana) 4°30′. Prema tome, razlika između lokalnog i srednjoevropskog vremena za to mesto biće:

$4 \times 4 = 16$ vremenskih minuta
$30 \times 4 = 120$ vremenskih sekundi (2 minuta)
svega 18 vremenskih minuta.

To znači, sunce će kulminirati iznad mesta A ranije za 18 minuta nego iznad 15-tog meridijana, tj. u 11 časova i 42 minuta. Drugim rečima, kada je u mestu A po srednjoevropskom vremenu 11 časova i 42 minuta, onda je u tom istom mestu po lokalnom vremenu tačno 12 časova, tj. sunce se nalazi u svom najvišem položaju iznad tog mesta.

Ako se neko drugo mesto B nalazi na geografskoj dužini 11°15′ ist. od Grinviča, tj. 3°45′ zapadno od 15-tog meridijana, razlika između lokalnog i srednjoevropskog vremena biće:

$3 \times 4 = 12$ vremenskih minuta
$45 \times 4 = 180$ vremenskih sekundi (3 minuta)
svega 15 vremenskih minuta

Prema tome, sunce će kulminirati iznad mesta *B* u 12 časova i 15 minuta po srednjoevropskom vremenu. Dakle, kada je u ovom mestu 12 časova po srednjoevropskom, biće 11 časova i 45 minuta po lokalnom vremenu.

Ako bi se u mestima *A* i *B* nalazile meteorološke stanice, onda bi se za potrebe klimatologije meteorološka osmatranja vršila po srednjoevropskom vremenu, odnosno po vremenu koje pokazuju časovnci meteoroloških osmatrača, u sledeće časove:

u mestu *A*
- u 6 časova i 42 minuta (odgovara 7 časova po lokalnom vremenu)
- u 13 časova i 42 minuta (odgovara 14 časova po lokalnom vremenu)
- u 20 časova i 42 minuta (odgovara 21 časova po lokalnom vremenu)

u mestu *B*
- u 7 časova i 15 minuta (odgovara 7 časova po lokalnom vremenu)
- u 14 časova i 15 minuta (odgovara 14 časova po lokalnom vremenu)
- u 21 časova i 15 minuta (odgovara 21 časova po lokalnom vremenu)

U Beogradu sunce kulminira u 11 časova i 38 minuta po srednjoevropskom vremenu. Zato se meteorološka osmatranja za potrebe klimatologije vrše u 6 časova i 38 minuta, 13 časova i 38 minuta i u 20 časova i 38 minuta po srednjoevropskom vremenu, a to odgovara 7,14 i 21 čas po lokalnom vremenu.

6. PRIVIDNO KRETANJE SUNCA PO NEBESKOM SVODU U TOKU GODINE

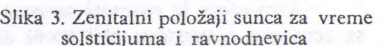
Osa zemljine rotacije, kao što je poznato, nagnuta je prema ravni zemljinog kruženja oko sunca, odnosno prema ravni ekliptike pod uglom od 66°33′. Zato su na zemljinoj površini, na raznim geografskim širinama, različite dužine dana i noći u toku godine. Usled toga nastaje i smena godišnjih doba, što ima kao posledicu različite klimatske karakteristike na različitim predelima na zemlji. A različite klimatske karakteristike na raznim geografskim širinama utiču na raspored živog sveta na zemlji.

Zbog nagnutosti zemljine osovine prema ravni ekliptike, sunčevi zraci u toku godine padaju normalno na zemlju na predelu od južnog do severnog povratnika, tj. od 23°27′ južne do 23°27′ severne geografske širine. To znači, da će u toku godine sunce biti u zenitu iznad onih mesta zemljine površine koja se nalaze između južnog i severnog povratnika.

Sunce je u zenitu iznad južnog povratnika 22. decembra, a iznad severnog povratnika 22. juna. Ovi položaji sunca nazivaju se solsticijumi. Letnji solsticijum je za južnu poluloptu 22. decembra, a zimski 22. juna. Međutim, za severnu poluloptu letnji solsticijum je 22. juna, a zimski 22. decembra. Pri ovome svom kretanju zenitalnog stanja sunca od jednog povratnika do drugog sunce pređe dva puta godišnje iznad ekvatora, i to: 21. marta, pri kretanju prema severu, i 23. septembra, pri kretanju prema jugu. Dani kada se sunce nalazi u zenitu iznad ekvatora (21. mart i 23. septembar) nazivaju se ravnodnevice, a to znači, da su u toku ta dva dana na zemljinoj površini jednaki dani i noći, tj. po 12 časova dan i po 12 časova noć.

Zenitalni položaji sunca za vreme solsticijuma i ravnodnevica vide se na slici 3.

Ekliptika, tj. putanja po kojoj zemlja u toku godine obiđe oko sunca, ima eliptični oblik u čijoj se jednoj žiži nalazi sunce. Ovaj eliptični oblik zemljine putanje, sa suncem u jednoj žiži, uzrok je nejednake količine primljene zračne energije u raznim godišnjim dobima. Sem toga, na raspodelu primljene količine zračne energije na pojedinim mestima na zemlji utiču još i drugi činioci o kojima će biti kasnije govora.



Slika 3. Zenitalni položaji sunca za vreme solsticijuma i ravnodnevica

Najveće i najmanje dužine dana i noći za pojedine geografske širine prikazane su u tablici 1.

Kao što se iz tablice 1. vidi, na geografskoj širini od 66°33′, tj. na stožernicima, sunce može uopšte da ne zađe za horizont, što se događa u danu letnjeg solsticijuma dotične zemljine polulopte. Za vreme zimskog solsticijuma sunce uopšte ne izlazi iznad horizonta. Prema tome, na stožernicima za vreme letnjeg solsticijuma dan traje 24 časa, a noć 00 časova, dok za vreme zimskog solsticijuma dan traje 00 časova, a noć traje 24 časa.

Tablica 1. *Dužina dana i noći po geografskim širinama*

Geografska širina	Najveća dužina dana	Najmanja dužina dana
0° (ekvator)	12 časova 00 minuta	12 časova 00 minuta
45°	15 časova 26 minuta	8 časova 34 minuta
60°	18 časova 30 minuta	5 časova 30 minuta
66° 33′	24 časova 00 minuta	0 časova 00 minuta
Broj najdužih dana i noći po geografskim širinama		
Geografska širina	Najduži dan (neprekidno po 24 časa)	Najduža noć (neprekidno po 24 časa)
66° 33′	1	1
70°	65	60
80°	134	127
90°	186	179

Idući dalje prema polovima od stožernika, u letnjoj polovini godine, dužina dana se povećava a dužina noći skraćuje. U zimskoj polovini godine je obratno: dužina noći se povećava a dužina dana se skraćuje, ako je geografska širina viša. Najzad, kao što je poznato, na polovima dan traje 6 meseci (u letnjoj polovini), a takođe i noć traje 6 meseci (u zimskoj polovini godine).

II

OPŠTI POJMOVI O ATMOSFERI

VERTIKALNA PODELA ATMOSFERE

Atmosfera je gasoviti omotač koji okružuje zemljinu loptu i okreće se zajedno sa zemljom u svemiru oko svoje osovine. Isto tako, atmosfera zajedno sa zemljom obiđe oko sunca po eliptičnoj putanji u toku godine. Atmosfera ima isti oblik kao i zemljina lopta, tj. na polovima je spljoštena a na ekvatoru ispupčena.

Smatra se da je atmosfera gotovo sva nastala od gasova koji su emitovani pri vulkanskim erupcijama tokom istorije Zemlje (64).

Prema izvesnim pojavama atmosfera se može podeliti na troposferu, stratosferu i jonosferu (5). Međutim, S. P. Hromov i L. I. Mamontova (6) dele atmosferu u vertikalnom pravcu na: troposferu (od 10 do 18 km visine), stratosferu (do 50 km), mezosferu (do 80—85 km) i termosferu (od 80 km nadalje).

Troposfera. — Visina troposfere je iznad ekvatora oko 16 — 18 km, iznad umerenih širina 9 — 11 km, a iznad polarnih predela oko 8 km. To je donji sloj vazduha koji sadrži 3/4 od ukupne mase vazduha u atmosferi. U troposferi se nalazi skoro celokupna količina vodene pare sa raznim klicama i prašinom; u njoj se stvaraju oblaci, magla, a iz oblaka se izlučuju na zemlju kiša, sneg, grad, itd. Temperatura vazduha u troposferi opada sa porastom nadmorske visine, obično 4 do 8° na 1 km visinske razlike. U troposferi postoje vertikalna (konvektivna), horizontalna (advektivna), kosa i vrtložna (turbulentna) vazdušna strujanja. Troposfera se naziva konvektivni pojas zbog konvektivnih vazdušnih struja koje u njoj postoje. Prema Exneru ovaj se sloj naziva još i politropski pojas. Konvektivne struje su najjače i dopiru do najvećih visina u tropskim predelima gde su u prizemnom sloju najviše temperature vazduha. Pošto je troposfera takva oblast u kojoj je raspodela temperature najviše uslovljena turbulentnim vertikalnim strujanjem vazduha, to temperatura najbrže opada sa visinom u tropskim predelima, a sve sporije prema višim geografskim širinama. Temperatura vazduha na gornjoj granici troposfere iznad ekvatora iznosi —70 do —80°C, na umerenim širinama od —50 do —60°, a na polovima oko —45°.

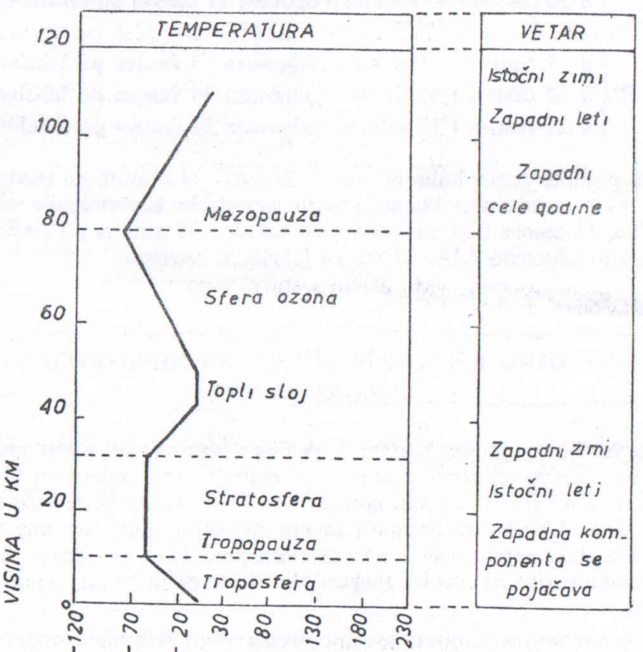
Stratosfera. — Stratosfera je gornji sloj vazduha od troposfere pa do oko 80 km. U stratosferi nema vertikalnih već ima samo horizontalnih (advektivnih) vazdušnih struja. Zbog ovih vazdušnih struja stratosfera se naziva advektivni pojas. Temperatura vazduha u stratosferi ne zavisi od vazdušnog strujanja već je uslovljena zračnom ravnotežom; ona je dosta niska, ali ne opada sa visinom, već do 30 km visine ostaje stalna. Ovakav sloj vazduha u kome se temperatura ne menja sa visinom naziva se izotermični pojas. Prema Suttonu (5), temperatura vazduha u stratosferi počinje da raste od 30 km visine i između 50 i 60 km dostigne svoj mak-

simum od oko 7 — 17°C. Posle toga temperatura vazduha ponovo opada sa visinom do oko 80 km, gde dostigne svoj minimum oko —83°C. Od te visine pa nadalje temperatura vazduha ponovo raste sa visinom.

U stratosferi ima malo vodene pare, te stoga u njoj uglavnom nema ni kondenzacije vodene pare, odnosno nema oblaka.

Prelazni sloj između troposfere i stratosfere naziva se tropopauza. Njena je debljina 1 — 3 km. Količina vodene pare u tropopauzi naglo opada sa visinom.

Na slici 4. pirkazana je promena temperature sa porastom nadmorske visine do oko 110 km, a takođe i preovlađujući vetrovi (5).



Slika 4. Promena temperature i vetra sa visinom.

Jonosfera. — Jonosfera je sloj vazduha iznad 80 km. Hromov (6) ovaj sloj naziva još i termosfera. Ona je dobila ime od jona, tj. atoma ili molekula sa odgovarajućim pozitivnim ili negativnim elektricitetom. Jonosfera ima veliki značaj za radio-telegrafiju, jer se u njoj vrši prelamanje, savijanje i upijanje radioaktivnih talasa. Ona se odlikuje velikom provodljivošću elektriciteta.

SASTAV VAZDUHA

Atmosferski vazduh je fizička smesa izvesnog broja stalnih gasova, hemijskih jedinjenja i raznih gasovitih, tečnih i čvrstih pridodataka. Razlika između stalnih gasova u smesi vazduha i pridodataka je ta što su stalni gasovi postojani u svojim međusobnim srazmerama, dok su pridodaci veoma promenljivi u vazdušnom prostoru; nekada ih ima u većim a nekada u manjim količinama.

Stalni sastojci atmosfere su: azot, kiseonik, ozon (alotropija kiseonika), argon i ugljen-dioksid. Sem ovih, u atmosferi se nalaze u veoma malim količinama još i neki drugi tzv. „plemeniti gasovi“, i to: helijum, neon, kripton, ksenon i vodonik.

Procentualni sastav važnijih stalnih sastojaka u smesi vazduha, kao i njihove gustine u odnosu na suv vazduh i u odnosu na vodu izneseni su u tablici 2. Podaci u tablici 2. odnose se na sastav vazduha iznad zemljine površine.

Tablica 2. *Sastav važnijih stalnih sastojaka vazduha u prizemlju*

Naziv gasa	Zapreminski procenat %	Gustina u odnosu na suv vazduh	Gustina u odnosu na vodu
Azot (N_2)	78,08	0,967	0,001251
Kiseonik (O_2)	20,95	1,105	0,001429
Argon (Ar)	0,94	1,377	0,001781
Ugljen-dioksid (CO_2)	0,03	1,529	0,001977
Vodonik (H_2)	$<$0,001	0,0696	0,000090

Kao što se iz tablice 2. vidi, glavni sastavni delovi vazduha su azot i kiseonik koji zauzimaju 99% od cele zapremine vazduha u prizemlju. O pojedinim gasovima i hemijskim jedinjenjima, koji ulaze u sastav vazduha, mogu se dati sledeći bliži podaci:

Azot je vrlo važan elemenat prirode, jer je bitan sastojak svih jedinjenja koja sačinjavaju organizam živih bića. On je inače inertan, ali se spaja sa kiseonikom i vodonikom, pod uticajem električne varnice, i tada se proizvode amonijak i azotna kiselina, koji služe kao prirodno đubrivo zemljišta, jer ih kiša i sneg pri padanju ispiraju iz vazduha i donose na zemljinu površinu. Atmosferski azot je najznačajniji izvor azota za biljnu ishranu. Međutim, taj azot biljke ne mogu da upotrebe direktno za ishranu, jer se on najviše nalazi u nevezanom elementarnom obliku, te zato mora prvo da pređe u jedinjenje da bi mogao biti upotrebljen od strane biljaka.

Kiseonik je veoma aktivan sastojak vazduha. Njegov meteorološki značaj je u tome što donekle slabi direktno sunčevo zračenje pri prolazu zrakova kroz atmosferu, a za životinje i biljke je od značaja što im služi za disanje. U prizemnim slojevima vazduha kiseonik može biti potisnut od ugljen-dioksida i od vodene pare. Za potrebe biljaka (na manjim nadmorskim visinama) važnije je obnavljanje svežeg kiseonika nego njegov sadržaj u vazduhu. Taj priliv, odnosno obnavljanje kiseonika, naziva se aeracija i ona se lakše obavlja na golom zemljištu nego na zemljištu sa biljnim pokrivačem.

Ozon je alotropija kiseonika i ima ga u vazduhu u veoma maloj količini. Srednja sadržina ozona po merenjima u parku Monsuri u Parizu iznosi 1,5 mg na 100 m^3 vazduha. U toku leta količina se poveća na 1,9 mg a zimi se smanji na 1,3 mg na 100 m^3 vazduha. Ozon je važan meteorološki činilac, jer apsorbuje sunčeve zrake i na taj način ih slabi. On se stvara naročito pri električnim pražnjenjima u vazduhu posle nepogoda, a u višim slojevima se stvara pod uticajem ultraljubičastog zračenja. U šumovitim mestima ozona ima više nego u golim predelima. U većim varošima, gde mnoga organska isparenja idu u vazduh, često uopšte nema ozona. On ima higijenski značaj, jer što je više ozona u atmosferi to je vazduh čistiji.

Ugljen-dioksid je jedan od najvažnijih gasova u atmosferi, iako ga ima samo 0,03%. U meteorologiji ima značaja što slabi direktno sunčevo zračenje i tamno zemljino izračivanje apsorbovanjem. Sem toga, njime se hrane biljke pod dejstvom sunčevog sjaja. Potrošnja ugljen-dioksida od strane biljaka naziva se asimilacija ili fotosinteza. Ova potrošnja ugljen-dioksida zavisi od sunčeve svetlosti i temperature. Međutim, jačina i dužina trajanja sunčeve svetlosti, a takođe i temperatura, menjaju se u toku dana i godine, pa se donekle menja i sadržaj, odnosno koncentracija ugljen-dioksida. Preko dana, kada se vrši asimilacija, sadržaj ugljen-dioksida je u vazduhu manji nego preko noći. Isto tako u toku leta sadržaj ugljen-dioksida je najmanji a povećava se u toku jeseni i preko zime. U većim gradovima i industrijskim centrima sadržaj ugljen-dioksida dostiže 0,04% i više. Iznad okeana i mora njega ima manje nego na kopnu. Vazduh u porama zemljišta je bogatiji ugljen-dioksidom od atmosferskog vazduha iznad zemlje.

Amonijak (NH_3) je rasprostranjen u atmosferi blizu zemljine površine gotovo ravnomerno. U parku Monsuri na 100 m^3 vazduha ima 2,0 mg amonijaka.

Azotna kiselina (HNO_3) se nalazi u atmosferi u neznatnoj količini. Ona se takođe stvara pod uticajem električnog pražnjenja. Azotna kiselina se sa vazdušnim amonijakom jedini u nitrat, koji zajedno sa atmosferskim padavinama pada na zemlju, zatim ulazi u zemlju gde stvara neku vrstu zalihe azota, i služi vegetaciji kao hrana.

Pridodaci u vazduhu su: vodena para, lebdeće (suspendovane) čvrste čestice i organski sastojci. O pojedinim pridodacima moglo bi se reći sledeće:

Vodena para je najvažniji pridodatak u atmosferi. Njena količina u vazduhu je veoma promenljiva. U nižim slojevima u toku toplog i vlažnog vremena ona može dostići 4% od ukupne zapremine vazduha, a u veoma suvom vremenu može se smanjiti do 0%. Vodena para je važna, ne samo što učestvuje u vremenskim promenama nego još i po tome što u velikoj meri apsorbuje, kako sunčeve zrake tako i tamne dugotalasne zrake koje izračuje zemlja; ona na taj način slabi oba zračenja. Naročita osobina vodene pare je što se može javljati u sva tri agregatna stanja (čvrstom, tečnom i gasovitom).

Lebdeće (suspendovane) čvrste čestice su prašina, u koju pored obične prašine dolazi još: gar, vulkanski pepeo, čestice soli (u primorskim predelima), semenke, prašak biljaka, itd.

Organski sastojci, u koje spadaju kužne klice, nalaze se takođe u vazduhu. Njihova se količina menja u toku godine, a sem toga, ona zavisi i još od mesta. Kužnih klica ima najviše leti a najmanje zimi. U nastanjenim predelima klica ima više nego u predelima koji nisu tako gusto nastanjeni. Kada pada kiša ona spira kužne klice i prašinu i tako im smanjuje sadržinu u atmosferi.

Broj čestica prašine i kužnih klica u 1 m^3 je dosta veliki. Ovaj broj iznosi iznad okeana i visokih planina nekoliko stotina, dok iznad niskog kopna po nekoliko hiljada. Naročito je veliki broj čestica prašine i kužnih klica u vazduhu iznad varoši i industrijskih mesta. Tu se može nalaziti od oko 10 hiljada do nekoliko miliona čestica u svakom kubnom centimetru.

Ovakav sastav vazduha je skoro nepromenljiv do gornje granice troposfere. Ovo dolazi usled toga, što se vazduh konvektivnim strujama stalno meša u vertikalnom pravcu.

Atmosfera se, prema Schmaussu, smatra kao koloidno-disperzivni sistem u kome gasovi, koji ulaze u sastav atmosfere, igraju ulogu rastvarača, a sićušne čvrste čestice i vodene kapljice (u oblacima i magli), koje se nalaze u vazduhu, su rastvorene ili suspendovane materije, tj. koloidne čestice. Ovakvi sistemi, u kojima su

koloidne čestice čvrste ili tečne a rastvarač, odnosno disperzivno sredstvo gas, nazivaju se aerosoli. Zbog koloidnih čestica u atmosferi nastaje čitav niz optičkih pojava karakterističnih za koloidne rastvore kao što su: polarizacija, difrakcija, rasipanje svetlosti i dr.

Koloidne čestice u vazduhu nazivaju se još i aerokoloidi. Oni se dele u dve grupe.

U prvu grupu spadaju kondenzaciona jezgra i iz njih proizvedeni hidrometeori, a takođe i suva prašina koja nije važna za kondenzaciju vodene pare.

U drugu grupu spadaju joni, čestice koje su opterećene pozitivnim i negativnim elektricitetom, i neutralne suspendovane čestice u atmosferi.

9. GUSTINA VAZDUHA

Pod gustinom vazduha podrazumeva se količina mase vazduha u jedinici zapremine. Gustina vazduha zavisi od vazdušnog pritiska i temperature vazduha, i može se odrediti iz poznate jednačine gasnog stanja koji ima oblik:

$$p \cdot v = R \cdot T, \quad (1)$$

gde je p-vazdušni pritisak, v-zapremina, R-gasna konstanta (u ovom slučaju za vazduh), T-apsolutna temperatura vazduha, tj. $T = 273 + t$, gde je t-temperatura pročitana na termometru.

Kako je

$$v = \frac{1}{\rho},$$

gde je ρ-gustina vazduha, smenom v u jednačini (1) i rešenjem po ρ, dobije se da je:

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2)$$

Iz jednačine (2) vidi se da gustina vazduha stoji u pravom odnosu sa vazdušnim pritiskom, a u obrnutom odnosu sa temperaturom vazduha. Prema tome, u toku zime, kada je veći vazdušni pritisak, gustina vazduha biće veća nego u toku leta, pri manjem pritisku i višoj temperaturi.

Pri normalnim uslovima: vazdušnom pritisku $p = 1013{,}25$ mb i temperaturi vazduha $t = 0^0$C, uzevši u obzir vrednost gasne konstante za suvi vazduh $R_{sv} = 287\ \mathrm{J\,kg^{-1}\,K^{-1}}$, gustina vazduha je:

$$\rho = \frac{1013{,}25 \cdot 10^2 \cdot \mathrm{N\,m^{-2}}}{287\ \mathrm{N\,m\,kg^{-1}K^{-1}} \cdot 273\ \mathrm{K}}$$

$$\rho = 1{,}293\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$$

U zimskim uslovima, npr. pri $p = 1040$ mb i $t = -13^0$C, odnosno $T = 260^0$K gustina vazduha je $\rho = 1{,}394\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$, a u letnjim, pri $p = 1000$ mb i $t = 27^0$C, odnosno $T = 300^0$K gustina vazduha iznosi $\rho = 1{,}161\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$.

Jednačina (2) za određivanje gustine vazduha važi za suv vazduh u kome nema vodene pare. Ali kako u atmosferi vazduh nije nikada idealno suv već u njemu ima uvek manje ili više vodene pare, koja je lakša od suvog vazduha, to za određivanje gustine vlažnog vazduha važe druge jednačine, koje se izvode na sledeći način.

Vodena para je gas lakši od suvog vazduha, i to ako se gustina suvog vazduha uzme kao 1,0000, onda je gustina vodene pare 0,6221 pri istoj temperaturi i istom vazdušnom pritisku. Ako se pritisak vodene pare označi sa e, onda će, prema jednačini (2), gustina vodene pare biti:

$$\rho_1 = 0{,}6221 \frac{e}{RT} \quad (3)$$

Ako je p-celokupan pritisak vlažnog vazduha, u kome je e parcijalni pritisak vodene pare, tada je parcijalni pritisak samog suvog vazduha $p-e$. Prema tome, gustina suvog vazduha biće:

$$\rho_2 = \frac{p-e}{RT}. \quad (4)$$

Gustina mešavine suvog vazduha i vodene pare (ρ) biće ravna zbiru parcijalnih gustina, tj.

$$\rho = \rho_1 + \rho_2. \quad (5)$$

Smenom vrednosti iz jednačina (3) i (4) u jednačini (5) dobija se:

$$\rho = \frac{p-e}{RT} + \left(0{,}6221 \frac{e}{RT}\right) \quad \text{ili}$$

$$\rho = \frac{p}{RT} + 0{,}6221 \frac{e}{RT} - \frac{e}{RT} \quad \text{ili}$$

$$\rho = \frac{p}{RT} - 0{,}3779\,\frac{e}{RT}. \qquad (6)$$

Ako se brojitelj i imenitelj poslednjeg člana u jednačini (6) pomnože sa p i izvade zajedničke vrednosti pred zagradu, jednačina (6) dobija oblik:

$$\rho = \frac{p}{RT}\left(1 - 0{,}3779\,\frac{e}{p}\right). \qquad (7)$$

Prema jednačini (7) može se odrediti gustina vlažnog vazduha kada se imaju na raspolaganju vazdušni pritisak (p), temperatura vazduha (t) i napon vodene pare (e).

III

IZVORI ZRAČNE I TOPLOTNE ENERGIJE – ZRAČENJE SUNCA, ATMOSFERE I ZEMLJE

10. IZVORI TOPLOTE ZA ZEMLJINU POVRŠINU I ATMOSFERU

Toplotni izvori za zemljinu površinu i atmosferu mogu se podeliti na dve grupe: toplotni izvori iz unutrašnjosti zemlje i toplotni izvori sa nebeskog svoda.

1. Toplotni izvori iz unutrašnjosti zemlje. — Ako se pođe dublje u zemljinu unutrašnjost, videće se da temperatura zemlje raste sa dubinom, i to u srednjoj vrednosti 1°C na svakih 35 m dubinskog rastojanja. Ta vrednost naziva se geotermički stupanj. Geotermički stupanj ne važi za prvih 10 — 25 metara dubine od površine zemlje iz razloga što do tih dubina ima uticaja zagrevanje zemlje od sunca, tj. postoje dnevne i godišnje promene temperature koje zavise od sunčevog zračenja i zemljinog izračivanja. Sem toga, geotermički stupanj, tačno uzevši, nije konstantan, tj. ne iznosi 1°/35 metara dubine. On zavisi od razlike u provodljivosti toplote pojedinih stena i vrste zemlje i stoga se, u raznim mestima i u raznim terenima, menja od 14 do 123 metra. To znači, negde će temperatura da poraste 1° za 14 metara dubinske razlike, a negde 1° za 123 metra. Otuda, geotermički stupanj od 1°/35 metara predstavlja izvesnu srednju vrednost.

Najveća dubina do koje se dostiglo u zemljinu unutrašnjost raznim bušenjem iznosi oko 4000 metara. Do ove dubine postoje podaci o promeni temperature sa dubinom. Za veće dubine pretpostavlja se da temperatura takođe raste, što potvrđuju vulkanske lave, koje su bile u žitkom stanju pri erupcijama, i koje se sada kao stene tope na temperaturi od 1000 do 1200°C. Postoji pretpostavka da se geotermički stupanj znatno smanjuje u velikim dubinama, jer ako tako ne bi bilo, onda bi u zemljinom središtu bila veoma visoka temperatura, što opet ne bi odgovaralo hipotezi o postanku zemlje. MOŽE I JEDNO I DRUGO!!!

Prema Kant-Laplaceovoj teoriji, zemlja se odvojila od sunca u vidu usijane magle, a zatim se postepenim hlađenjem stvorila zemljina kora u čvrstom stanju; nabiranjem kore, pri kasnijem hlađenju, stvorile su se na zemlji planine (7). Zato se pretpostavlja da je u centru zemlje još uvek usijano žitko stanje, gde je temperatura veoma visoka.

Količina toplote koju zemlja stalno izdaje iz svoje unutrašnjosti na 1 cm² zemljine površine u 1 minutu iznosi približno 0,00042 J, odnosno u toku godine oko

180 J. Mada je ova vrednost sasvim mala, ona je ipak važna, jer ovu količinu zemlja neprestano izdaje u vazduh. Stoga se zemlja postepeno hladi, i ona bi mogla da izgubi svu svoju toplotnu energiju kada ne bi bilo radioaktivne materije koja svojom emanacijom nadoknađuje izgubljenu toplotu iz zemljine ututrašnjosti.

W. Trabert je izračunao da bi se srednja godišnja temperatura na površini zemlje povisila za 0,15°C toplotom koju zemlja ispusti iz svoje unutrašnjosti u toku godine.

2. Zvezde kao izvori toplote. — Mada pojedine zvezde imaju vrlo visoku temperaturu na svojoj površini (oko 20.000° i više) one ipak nemaju skoro nikakvog uticaja na zagrevanje zemlje, jer su veoma daleko.

3. Mesec kao izvor toplote. — Svetlosno zračenje meseca nije od samog meseca, već je reflektovano sunčevo zračenje, a delom tamno zračenje njegove zagrejane površine. M. Milanković je proračunao da se pri punom mesecu temperatura njegove površine povisi do 100,5°C, dok se pri novom (mladom) mesecu spusti do —53,8°. Ove znatne promene u temperaturi mesečeve površine nemaju skoro nikakav značaj za zagrevanje zemlje i atmosfere.

4. Sunce kao izvor toplote. — Izvor toplotne energije, koja je neophodna za fizičke procese na zemlji i u atmosferi, jeste zračna energija sunca. Prema tome, sunce je gotovo jedini izvor za toplotnu energiju gornjih slojeva zemlje (do dubine dokle se oseća godišnje kolebanje temperature) a takođe i atmosfere iznad zemljine površine. Može se, dakle, reći da je sunce izvor celokupnog života na zemlji. Nosilac sunčeve energije jeste njegovo zračenje, koje se pravolinijski u vidu talasa prostire od sunca, kao zračnog izvora, na sve strane.

Inače, sunce spada u zvezde nekretnice sa stvarnom temperaturom neprekidnog zračenja od 6000°C. Na osnovu toga bi se moglo zaključiti da je sunce gasovita lopta.

11. SUNČEVO ZRAČENJE

Pod zračenjem se uopšte podrazumeva prenošenje zračne energije od zračnog izvora na sve strane u vidu talasa pravolinijskim putem. Ovo isto važi i za sunčevo zračenje. Međutim, sunčevo zračenje nije jednostavno, već je složeno iz raznobojnih vrsta svetlosti, koje sačinjavaju sunčev spektar. Potpuni sunčev spektar sastoji se iz tri glavna dela: ultraljubičasti deo, vidljivi deo i infracrveni deo. Ultraljubičasti i infracrveni delovi spektra su nevidljivi, dok je vidljvi deo spektra, u stvari, svetlost sunčeva sjaja. Svetlosni deo sunčeva spektra sastoji se uglavnom iz 6 obojenih komponenata, i to. ljubičaste, plave, zelene, žute, narandžaste i crvene. Ultraljubičasti deo spektra ima najmanje talasne dužine, infracrveni deo ima najveće talasne dužine, dok su talasne dužine vidljivog dela spektra po svojim talasnim dužinama između talasnih dužina ultraljubičastog i infracrvenog dela spektra.

Talasne dužine pojedinih delova spektra, prema Foitziku i Hinzpetru (8), iznose:

ultraljubičasti deo	od 0,20 do 0,40μm (mikrometra),
vidljivi (svetlosni) deo	od 0,40 do 0,75 μm
infracrveni deo	od 0,75 do 24 μm

Međutim, prema Saubereru i Härtelu (9) kao i nekim drugim autorima, talasna dužina infracrvenog dela spektra se praktično završava kod 3μ. Vidljivi deo spektra, prema Saubereru i Härtelu, ima po pojedinim bojama sledeće talasne dužine:

ljubičasti	od 0,380 do 0,436 μm
plavi	od 0,436 do 0,495 μm
zeleni	od 0,495 do 0,566 μm
žuti	od 0,566 do 0,589 μm
narandžasti	od 0,589 do 0,627 μm
crveni	od 0,627 do 0,780 μm

Ultraljubičasti deo spektra, sa veoma malim talasnim dužinama, nevidljivim za čovečije oko, ima jako hemijsko dejstvo. Ovi zraci deluju jače na fotografsku ploču nego zraci iz vidljivog dela spektra; oni utiču da izvesne materije zatvorenih boja postanu bleđe. Zraci infracrvenog dela spektra imaju manje hemijsko dejstvo, ne samo od ultraljubičastih zraka već i od zraka vidljivog dela spektra. Može se reći, da se sa porastom talasne dužine pojedinih zrakova, u celokupnom sunčevom spektru, smanjuje njihovo hemijsko dejstvo. Infracrveni zraci imaju izrazito toplotno dejstvo (10).

Ovako složeni zračni snop od sunca (vidljivi i nevidljivi) pada prvo na gornju granicu atmosfere, i zatim prolazi kroz vazduh do površine zemlje.

Količina sunčevog zračenja koje pada na gornju ganicu atmosfere u jedinici vremena na jediničnu površinu, normalnu na sunčeve zrake, pri srednjem udaljenju zemlje od sunca, naziva se solarna konstanta.

Ranije se smatralo da vrednost solarne konstante (J_0) iznosi 1,35 kW m^{-2}, kako je merenjima na visinskim opservatorijama i teorijskim razmatranjima utvrđeno. Međutim merenjima pomoću raketa utvrđeno je da solarna konstanta ima veću vrednost koja se kreće u granicama 1,39 $\pm$ 0,03 kW m^{-2}.

Međunarodna komisija za zračenje preporučila je (Toronto, 1957 god.) da se kao standardna vrednost solarne konstante uzme

$$J_0 = 1{,}38 \text{ kW m}^{-2}. \qquad (8)$$

Kako se odstojanje zemlje od sunca menja u toku godine (između 147,1 · 10^6 km i 152,1 · 10^6 km) menja se i jačina sunčevog zračenja na gornjoj granici atmosfere. Najmanja je kada je zemlja na svom kretanju po ekliptici najdalje od sunca početkom jula (afhel), a najveća kada je zemlja početkom januara najbliža suncu (perihel). Jačina sunčevog zračenja na gornjoj granici atmosfere (i_0) može se izračunati prema jednačini:

$$i_0 = J_0 \frac{R_m^2}{R^2} \quad \text{gde je} \qquad (9)$$

J_0 – solarna konstanta, R_m – srednja udaljenost zemlje od sunca (149,5 · 10^6 km), R – stvarna udaljenost zemlje od sunca.

Količina zračne sunčeve energije koja padne na gornju granicu atmosfere ne dospe do Zemljine površine u svom celokupnom iznosu. Jer, sunčevi zraci prolazeći kroz vazduh pretrpe izvesne promene koje zavise od fizičkih osobina vazduha. Pod tim fizičkim osobinama vazduha podrazumevaju se:

— propustljivost vazduha za sunčevo zračenje,
— prozračnost (providnost) vazduha i
— provodljivost toplote i temperature.

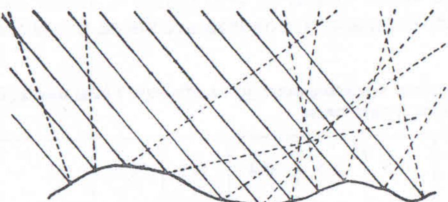
U daljim izlaganjima izneće se glavne crte ovih fizičkih osobina vazduha, a takođe će se prikazati i uticaj vazdušnog omotača na promene sunčevog zračenja pri prolasku kroz vazduh, na putu do zemljine površine.

12. PROPUSTLJIVOST VAZDUHA ZA SUNČEVO ZRAČENJE

Propustljivost vazduha za sunečvo zračenje zavisi od sastojaka samog vazduha a takođe i od pridodataka u njemu od kojih nastaje tzv. zamućenost. Uglavnom vazduh ima izvesnog uticaja kako na direktno sunčevo zračenje tako i na tamno zračenje, koje otpušta zemlja pri svojoj radijaciji. Ovaj uticaj manifestuje se na dva razna načina, i to:

1. celokupno zračenje oslabi usled unutrašnjeg odbijanja i rasipanja u svim pravcima, što se naziva difuznom refleksijom i
2. zraci određenih talasnih dužina budu apsorbovani od pojedinih sastavnih delova vazduha pri njihovom prolasku kroz vazduh.

a. Difuzna refleksija. — Kada sunčevi zraci padaju na ravne i glatke površine, oni se odbijaju po pravilu odbijanja, tj. upadni uglovi zrakova sa normalom jednaki su odbojnim uglvoima takođe sa normalom. Isto tako kada sunčevi zraci padaju na neravnu površinu, oni se takođe odbijaju po pravilu odbijanja, tj. upadni uglovi pojedinih zrakova su takođe jednaki sa uglovima odbojnih zrakova. Međutim, kako normale u raznim tačkama neravne površine nisu paralelne međusobom, to i reflektovani sunčevi zraci neće biti paralelni među sobom, već će se rasturiti u svim pravcima .Odbojni zraci označavaju se kao difuzno reflektovani, a sama pojava naziva se difuzna refleksija ili rasturanje sunčevih zraka u svima pravcima. Takva pojava prikazana je na slici 5.



Slika 5. Difuzna refleksija sunčevih zraka od neravne površine.

Na isti način nastaje difuzna refleksija i kad sunčevi zraci prolaze kroz vazduh i difuzno se reflektuju na vazdušnim česticama, u atmosferi, na vodenim kapljicama i na delićima prašine, koji se takođe nalaze u atmosferi. Ali u ovom slučaju zračna energija, pri odbijanju, ne prelazi u drugu vrstu energije, već samo skreće od svog prvobitnog puta na sve strane. Sunčevi zraci, usled ovakve refleksije, oslabe pri prolazu kroz vazduh i to utoliko više ukoliko prave duži put kroz atmosferu. Ispitivanjem je utvrđeno da zraci različitih talasnih dužina različito i oslabe pri difuznoj refleksiji. Najviše se reflektuju i oslabe zraci malih talasnih dužina u ultraljubičastom i ljubičastom delu sunčeva spektra, a najmanje zraci velikih talasnih dužina u crvenom i infracrvenom delu sunčeva spektra.

Ljubičasti zraci, po pravilu Rayleigha, su šesnaest puta jače difuzno reflektovani od crvenih. Prema tome, pri difuznoj refleksiji oslabe zraci svih talasnih dužina, ali najviše oslabe zraci najmanjih talasnih dužina, a najmanje oslabe zraci najvećih talasnih dužina.

Difuzno reflektovani sunčevi zraci u atmosferi daju dnevnu svetlost na zemlji kada zemlja nije obasjana direktnim sunčevim zracima. To je slučaj pri olbačnom vremenu, a takođe i pri jutarnjem svitanju i večernjem sutonu. Isto tako difuzna svetlost dopire ispod gustog drveća ili ma kakve guste vegetacije koja na zemlji čini potpunu senku. Difuzna svetlost je po vedrom danu i u svakoj zatvorenoj prostoriji, gde kroz prozore ne dopire direktna svetlost. Znači, difuzna sunčeva svetlost dopire svuda tamo gde je pri vedrom vremenu senka i osvetljava dotičan prostor. Posledica jače difuzne refleksije kratkotalasnih ultraljubičastih i ljubičastih zrakova jeste i nebesko plavetnilo.

b. Selektivna apsorpcija. — Kao što je napred rečeno, pri prolazu sunčevih zraka kroz vazduh, samo zraci određenih talasnih dužina budu apsorbovani. Dugotalasni zraci, pri kraju crvenog dela spektra i infracrveni zraci budu oslabljeni ili potpuno ugašeni usled apsorpcije. Pošto pojedini sastavni delovi vazduha (kiseonik, ozon, ugljen-dioksid i vodena para) apsorbuju svaki samo određenu talasnu dužinu iz zračnog snopa, to se ova pojava i naziva selektivna apsorpcija.

Usled navedenih pojava, sunčevo zračenje koje padne na gornju granicu atmosfere ne dospe do zemljine površine u svom celokupnom iznosu već se znatno smanji. Odnos između količine zračne energije koja dospe do zemljine površine (J) i količine zračne energije koja padne na gornju granicu atmosfere (J_0) naziva se koeficijenat propustljivosti ili transmisioni koeficijenat. Ako se ovaj koeficijenat obeleži sa q, onda je:

$$q = \frac{J}{J_0}. \qquad (10)$$

Srednji transmisioni koeficijenat (q) pri zenitalnom stanju sunca, pri vedrom vremenu i pri potpuno suvom vazduhu iznosi 0,7 do 0,75. Što su deblji slojevi atmosfere i što je vazduh zamućeniji, to je manji transmisioni koeficijenat. Za celu zemljinu obasjanu poluloptu, na koju sunčevi zraci padaju pod raznim uglovima, transmisioni koeficijenat iznosi 0,57. To znači, od celokupnog sunčevog zračenja, koje padne na gornju granicu atmosfere, dospe do zemljine površine 57% u vidu direktnog i difuznog zračenja.

13. PROZRAČNOST (PROVIDNOST) VAZDUHA I HORIZONTALNA VIDLJIVOST

Prozračnost vazduha zavisi na prvom mestu od njegove zamućenosti, tj. ukoliko u vazduhu ima više prašine, gari, klica itd. utoliko će vazduh biti zamućeniji. Sem toga, prozračnost može biti različita i u potpuno čistom vazduhu, što dolazi usled prelamanja i odbijanja sunčevih svetlosnih zraka. Prema tome, u vazduhu mogu biti dve vrste zamućenosti: mehanička i optička.

Mehanička zamućenost nastaje usled čestica prašine i drugih primesa u vazduhu. Ovakva zamućenost smanjuje se sa porastom nadmorske visine, jer što je veća visina vazduh je sve čistiji. Ova zamućenost nastaje još i usled sićušnih kapljica kondenzovane vodene pare u atmosferi u vidu oblaka i magle. Mehanička zamućenost vazduha može nastati i u slučaju kada se u atmosferi, pod dejstvom sunčevog ultraljubičastog zračenja, obrazuju tzv. kondenzaciona jezgra. Na isti način mogu se obrazovati i gasovita jedinjenja u vazduhu (amonijak, šalitrena kiselina i sumporasta kiselina) a takođe i naelektrisani joni, što sve povećava mehaničku zamućenost.

Optička zamućenost nastaje u čistom vazduhu. Ona je prouzrokovana izvesnim zbivanjima u atmosferi kao što su: mešanje vazdušnih masa sa nejednakim temperaturama i vlažnošću, ili vertikalnom razmenom vazduha koja nastaje pri zagrevanju zemljine površine. Čist vazduh — optički homogen — postaje u takvim slučajevima nehomogen. Sunčevi svetlosni zraci, pri prolazu kroz takav vazduh, često se nepravilno odbijaju, rasipaju i prelamaju na molekulima vazduha, i na taj način oslabe, tako da se predmeti vide manje ili više zamućeni. Slabljenje sunčevih svetlosnih zraka u čistom vazduhu nastaje usled selektivne apsoropcije. Prozračnost je najveća pri silaznim kretanjima vazduha, jer je vazduh tada sve topliji i suvlji a takođe i bez prašine, jer dolazi sa visine gde nema tako mnogo prašnih čestica.

Što je atmosfera više zamućena, to će manje zračne energije doći do zemlje, a to znači, da će i propustljivost vazduha za sunčeve zrake zavisiti od prozračnosti vazduha. Stepen prozračnosti vazduha određuje se prema: **koeficijentu prozračnosti i faktoru zamućenosti.**

1. **Koeficijenat prozračnosti.** — Koeficijenat prozračnosti (q) jeste, u stvari, transmisioni koeficijenat (v. čl. 12), koji je veći od 0 a manji od 1. On se može pri raznim visinama sunca odrediti na sledeći način:

Ako se na slici 6. uzme da je MN zemljina površina, a M_0N_0 gornja granica atmosfere, tada će M_1N_1, M_2N_2, itd. predstavljati različite slojeve atmosfere. Neka su dalje: a_0a_1, a_1a_2, a_2a_3, itd. slojevi atmosfere kroz koje prolazi snop sunčevih zraka C.

Slika 6. Određivanje koeficijenta prozračnosti vazduha.

Kvadratni centimetar crne površine na gornjoj granici atmosfere u tački a_0 primi u 1 minutu količinu toplote J_0 koja je, pri izvesnim uslovima, ravna solarnoj konstantni (1,35 $\frac{kW}{m^2}$. Pri prolasku zraka kroz sloj atmosfere a_0a_1 izvestan deo zračne energije se izgubi, tako da 1 cm² crne površine u tački a_1 dobije manje toplote u 1 minutu nego u tački a_0. Prema jednačini (10), ta količina toplote, ili bolje reći intenzitet sunčevog zračenja (J_1) u ovoj tački biće:

$$J_1 = J_0q, \tag{11}$$

gde je q — koeficijenat prozračnosti atmosfere, odnosno transmisioni koeficijenat, koji u ovom slučaju pokazuje koliki deo celokupnog iznosa sunčevog zračenja dolazi na granicu drugog sloja (a_1) atmosfere.

Do sledećeg sloja M_2N_2 dolazi još manje zračne energije, tako da je u tački (a_2) intenzitet (J_2) ravan:

$$J_2 = J_1q.$$

Smenom J_1 iz jednačine (11) poslednja jenačina postaje:

$$J_2 = J_0q^2.$$

Pri prolazu kroz treći sloj, utroši se još zračne energije, te je u tački a_3 intenzitet J_3 ravan:

$$J_3 = J_0q^3.$$

Iz ovoga se može izvesti sledeći opšti zakon: Ako sunčevi zraci moraju do zemljine površine proći kroz n vazdušnih slojeva iste debljine, to će količina zračne energije koja dospe do 1 cm² crne površine na zemlji biti:

$$J_n = J_0q^n. \tag{12}$$

Jednačina (12) predstavlja tzv. Bouguerov zakon u kome je J_n-veličina koja može da se odredi instrumentima na zemljinoj površini, J_0- je solarna konstanta, čija je veličina poznata, a n- je u stvari debljina vazdušnog sloja. Ova debljina vazdušnog sloja zavisi od visine sunca (h) iznad horizonta, i od nadmorske visine mesta gde se određuje koeficijenat prozračnosti. Veza između debljine stvarne vazdušne mase (n) i visine sunca (h) data je u tablici 3.

Tablica 3. *Uzajamna veza između debljine stvarne vazdušne mase (n) i visine sunca (h) iznad horizonta pri vazdušnom pritisku 1013 mb*

h =	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	0°
n =	1,00	1,02	1,06	1,15	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	10,40	35,40

Kao što se iz tablice 3. vidi, pri zenitalnom stanju sunca iznad nekog mesta n- je ravno jedinici, tako da se jednačina (12) svodi na jednačinu (10), tj. $J_n = J_0q$.

Kako n- zavisi još i od nadmorske visine mesta, to se u tablici 4. iznosi uzajamna veza između debljine stvarne vazdušne mase (n) i nadmorske visine mesta (H).

Tablica 4. *Uzajamna veza između debljine stvarne vazdušne mase (n) i nadmorske visine mesta (H) pri zenitalnom stanju sunca*

n =	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
H =	0,0	0,9	1,9	2,9	4,0	5,4	7,0	9,0	11,6	16,0 km

Znači, pri zenitalnom stanju sunca n- je ravno jedinici samo na morskom nivou. Ukoliko je nadmorska visina H- veća utoliko se debljina stvarne atmosfere n- smanjuje.

Ako se jednačina (12) logaritmiše i reši po q, dobiće se:

$$\log q = \frac{\log J_n - \log J_0}{n}, \tag{13}$$

odakle se može odrediti veličina q.

Veličina koeficijenta prozračnosti vazduha (q) ima dosta dobro izražen godišnji tok, što se može videti iz tablice 5.

Tablica 5. *Godišnji tok koeficijenta prozračnosti vazduha q*

Meseci	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Sluck (30 m)	0,798	0,797	0,792	0,781	0,778	0,770	0,759	0,770	0,782	0,792	0,800	0,806
Davos (1561 m)	0,872	0,859	0,849	0,848	0,819	0,815	0,812	0,830	0,836	0,847	0,852	0,851

Sluck je opservatorija blizu Lenjingrada na nadmorskoj visini 30 metara, a Davos je opservatorija u Švajcarskoj na nadmorskoj visini 1561 metar. Iz tablice 5. se vidi da je u julu najmanji koeficijenat prozračnosti i u Slucku i u Davosu. Iznos koeficijenta prorzačnosti opada od zimskih prema letnjim mesecima, što svakako odgovara većoj zamućenosti vazduha u toku leta. Najveća vrednost koeficijenta prozračnosti je u zimskim mesecima i to u Slucku u decembru, a u Davosu u januaru, kada je površina zemlje pokrivena snegom i kada u vazduhu postoji najmanje vodene pare. Iz tablice 5. se dalje vidi da su u Davosu veće vrednosti koeficijenta q nego u Slucku, što je posledica veće nadmorske visine Davosa.

Kao što je napred rečeno, koeficijenat q ima vrednost između 0 i 1. Ako je $q = 0$, onda je iz jednačine (12) $J_n = 0$, što znači da nije prošla nikakva svetlosna, odnosno zračna energija do zemljine površine. Međutim, ako je $q = 1$, onda je $J_n = J_0$, odakle se vidi da je sva zračna energija prošla neoslabljena kroz vazduh.

2. Faktor zamućenosti. — Faktorom zamućenosti naziva se broj koji pokazuje koliko treba uvećati dužinu puta, koju sunčevi zraci prođu kroz potpuno čistu i suvu atmosferu, da bi oslabili u onoj meri koliko oslabe pri prolazu kroz stvarnu atmosferu. Ovaj pojam uveo je u meteorologiju F. Linke, a njegovo detaljnije objašnjenje moglo bi se i ovako izneti: Ako sunčevi zraci prolaze kroz potpuno suv i čist vazduh, oni će se difuzno rasipati samo na molekulima vazduha, i na taj način oslabiti. Sem toga, slablenje se povećava i usled selektivne apsorpcije od strane kiseonika, ozona i ugljen-dioksida. Međutim, ako sunčevi zraci prođu isti put kroz zamućen vazduh, u kome ima svih vrsta pridodataka, tj. kroz vazduh stvarne atmosfere, tada će oni biti više oslabljeni. Prema tome, da bi sunčevi zraci pri prolazu kroz suv i čist vazduh oslabili isto kao što oslabe pri prolazu kroz vazduh stvarne atmosfere, oni treba da kroz suv i čist vazduh naprave duži put nego što ga naprave kroz vazduh zamućen pridodacima.

Ako se sa q_0 označi koeficijenat prozračnosti za potpuno suv i čist vazduh, a sa q koeficijenat prozračnosti za stvarnu atmosferu, onda je prema Bouguerovom zakonu (jednačina 12):

$$J_n = J_0 q^n = J_0 q_0^{nT},$$

gde je T faktor zamućenosti. Iz ove jednačine izlazi da je:

$$q^n = q_0^{nT}.$$

Logaritmovanjem poslednje jednačine dobiće se:

$$n \log q = nT \log q_0,$$

ili rešenjem po T biće:

$$T = \frac{\log q}{\log q_0}. \qquad (14)$$

Veličina q_0 određuje se sledećom jednačinom:

$$q_0 = 0{,}907\, n^{0{,}018}.$$

Pošto je pri zenitalnom stanju sunca iznad nekog mesta $n = 1$, to je $q_0 = 0{,}907$. Obično veličina faktora zamućenosti ima brojne vrednosti od 2,5 do 3,5. To znači da svetlosni sunčevi zraci treba u suvoj i čistoj atmosferi da pređu 2,5 do 3,5 puta duži put pa da budu oslabljeni isto tako kao kad prođu kroz stvarnu atmosferu.

3. Vidljivost. — Kao horizontalna vidljivost smatra se odstojanje u kilometrima oko meteorološke stanice na kom meteorloški osmtrač vidi jasno neki uočljiv predmet.

Da bi se vidljivost na meteorološkoj stanici što tačnije odredila, potrebno je da se izaberu izvesni markantni predmeti (reperne tačke) na raznim poznatim odstojanjima od meteorloške stanice. Kao markantni predmeti uzimaju se: crkveni tornjevi, fabrički dimnjaci, kule, istaknute zgrade, istaknuta drveta, neki uočljiv breg, itd. Ove predmete treba po mogućstvu birati na severnoj strani od meteorološke stanice, i oni treba da se projektuju na nebeskom svodu iznad horizonta. Za markantne predmete ne treba uzimati staklene ili plehane kupole, verande i slično, koje pri sunčevu sjaju imaju blješteći izgled.

Pri oceni horizontalne vidljivosti odoka dovoljno je da osmatrač jasno vidi samo siluetu markantnog predmeta, a nije potrebno da na tom predmetu vidi izvesne detalje. S obzirom na horizontalnu udaljenost markantnog predmeta, čija se silueta jasno vidi, određuje se i vidljivost u kilometrima.

Vidljivost se na mnogim meteorološkim stanicama ceni odoka, mada za ovo postoje i izvesni instrumenti.

14. PROVODLJIVOST TOPLOTE I TEMPERATURE

Kada se govori o provodljivosti, onda treba znati da kod svakog tela postoje dve vrste provodljivosti, i to: provodljivost toplote i provodljivost temperature. Mada su ove dve veličine u uzajamnoj vezi, one se ipak razlikuju po svojim definicijama i brojnim vrednostima.

1. Provodljivost toplote. – Kao provodljivost toplote smatra se količina toplotne energije u džulima koja prolazi kroz površinu od 1 m² u 1 sekundi, pri temperaturnom gradijentu 1°C m⁻¹. Ova veličina se još naziva koeficijent toplotne provodljivosti (λ) i odnosi se uvek na istovrsnu materiju.

Brojne vrednosti koeficijenta toplotne provodljivosti, izraženog u W $m^{-1}K^{-1}$, su: za vazduh pri temperaturi 0°C 0,023, za vodu 0,628 (27 puta veći nego za vazduh), za razne vrste tvrde zemlje od 0,418 do 2,512 (oko 18 do 104 puta veći nego za vazduh), za gvožđe 62,802 (2727 puta veći nego za vazduh). U tablici 6. prikazan koeficijent provodljivosti toplote pojedinih zemljišnih sastojaka prema Venckeviču (2) i Geigeru (47).

U zavisnosti od promena fizičkih osobina zemljišta, tj. njegove gustine i sadržaja vode i vazduha u njemu, menja se i sposobnost zemljišta za provođenje toplote. Tako se iz tablice 6. vidi da ukoliko je vlažnost veća (npr. kod peska i gline) utoliko je i provodljivost zemljišta veća. Pri povećanju vlažnosti za 20% koeficijenat molekularne toploprovodljivosti povećava se za 10 puta. Povećanjem količine vazduha u porama zemljišta smanjuje se provodljivost toplote istog. Jačina

Tablica 6. *Koeficijenat provodljivosti toplote pojedinih sastojaka zemljišta na zemljinoj površini*

Vrsta materije	Koeficijenat provodljivosti toplote λ ($Wm^{-1}K^{-1}$)
Krečnjak	1,674
Treset	0,837
Vlažan pesak	0,837 – 2,512
Suv pesak	0,167 – 0,293
Vlažna glina	0,837 – 2.093
Suva glina	0,084 – 0,628
Novopali sneg (gustine 0,2)	0,084 – 0,125
Sneg koji je duže ležao na zemlji (gustine 0,8)	1,256 – 2,093
Led	2,093 – 2,930
Voda u zemljištu (nepokretna)	0,502
Vazduh u zemljišnim porama (nepokretan)	0,021
Beton	4,605

i dubina zagrevanja zemljišta, pored ostalih činilaca, zavisi još i od toga da li se u porama dotičnog zemljišta nalazi voda ili vazduh. O ovome će biti govora kasnije u članu 25.

2. Provodljivost temperature. — Provodljivost temperature, ili koeficijenat temperaturne provodljivosti jeste ona količina toplote u džulima koja u jednoj sekundi prođe kroz kocku od 1 m^3 neke materije i zagreje je za 1°C. Koeficijent temperaturne provodljivosti (a) može se predstaviti kao odnos:

$$a = \frac{\lambda}{c},$$

gde je λ — koeficijenat molekularne toploprovodljivosti a c zapreminska specifična toplota. Ako se prednja jednačina primenjuje za vazduh onda ona ima oblik:

$$a = \frac{\lambda}{\rho \cdot C_p},$$

gde je ρ – gustina vazduha, a C_p – specifična toplota vazduha na stalnom pritisku.

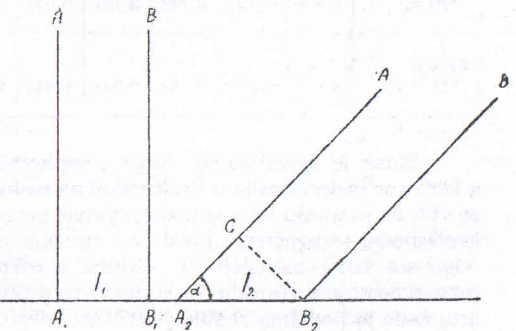
Brojne vrednosti temperaturne provodljivosti, izražene u $10^{-4} m^2 s^{-1}$ su: za vazduh 0,178, za gvožđe 0,183, za peščar 0,023, za granit 0,016, za pesak oko 0,009, za ledinu 0,005, za močvarno zemljište 0,002. Kao što se vidi, vazduh ima znatno veći koeficijent temperaturne provodljivosti od mnogih sastojaka zemljišta. Provodljivost temperature kod vazduha je samo za $0{,}005 \cdot 10^{-4}$ manja nego kod gvožđa.

15. UTICAJ VISINE SUNCA IZNAD HORIZONTA NA JAČINU ZAGREVANJA

Ako sunčevi zraci padaju na neku određenu površinu pod većim uglom, tj. upravnije moći će da ovu površinu zagreju jače, nego kad padaju kosije. To se, u stvari, može i ovako prikazati: da količina primljene zračne, odnosno toplotne energije zavisi od visine sunca iznad horizonta, odnosno od nagnutosti zračnog snopa prema ravni horizonta.

Najveća količina toplotne energije, odnosno najveći intenzitet zagrevanja (J_1) biće kada snop sunčevih zraka (sl. 7) pada normalno na površinu A_1B_1 i obasjava je. Ovo će se, u stvari, dogoditi na nekom mestu zemljine površine, recimo pri jesenjoj ili prolećnoj ravnodnevnici iznad ekvatora u 12 časova po lokalnom vremenu, kada sunce kulminira iznad dotičnog mesta.

Ako sunčevi zraci padaju koso pod nekim uglom α, onda će isti zračni snop AB obasjati površinu A_2B_2 koja je veća od površine A_1B_1. Prema tome, ista količina zračne energije u ovom slučaju zagrevaće veću površinu, te će usled toga ova površina (A_2B_2) biti slabije zagrejana.



Slika 7. Ozračena površina pri normalnim i kosim zracima

Ako se sa J_1 obeleži intenzitet zagrevanja, kada zraci padaju normalno na površinu A_1B_1, a sa J_2 kada zraci padaju na površinu A_2B_2 pod uglom α onda se može postaviti ovakav odnos: intenziteti zagrevanja stoje u obrnutom odnosu sa obasjanim (ozračenim) površinama, tj.

$$J_2 : J_1 = A_1B_1 : A_2B_2,$$

ili rešenjem po J_2:

$$J_2 = J_1 \frac{A_1B_1}{A_2B_2}. \qquad (15)$$

Međutim, iz slike 7. vidi se da je B_2C normalno na zračni snop AB, pa se može uvesti da je:

$$B_2C = A_1B_1. \qquad (16)$$

Smenom vrednosti za A_1B_1 iz jednačine (16) u jednačini (15) dobiće se da je:

$$J_2 = J_1 \frac{B_2C}{A_2B_2}. \qquad (17)$$

Iz pravouglog trougla A_2B_2C (slika 7) je: B_2C kateta a A_2B_2 hipotenuza, pa je, prema tome

$$\frac{B_2C}{A_2B_2} = \sin\alpha. \qquad (18)$$

Smenom vrednosti iz jednačine (18) u jednačini (17), dobiće se da je:

$$J_2 = J_1 \sin\alpha. \qquad (19)$$

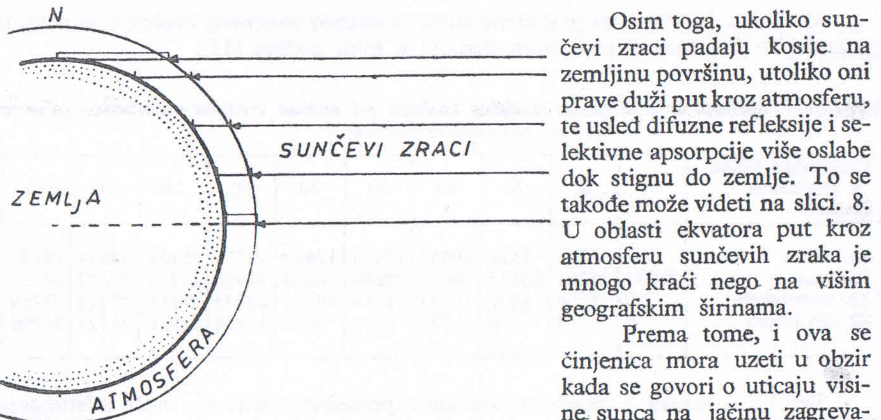
Ako se uzme da je obasjana površina 1 cm^2, onda je intenzitet zagrevanja na 1 cm^2 proporcionalan *sinusu* ugla sunčeve visine iznad horizonta.

To je tzv. Lambertov zakon koji se može i ovako izraziti: intenzitet zagrevanja menja se proporcionalno sa *sinusom* ugla pod kojim zraci padaju na vodoravnu površinu, odnosno sa sinusom ugla sunčeve visine iznad horizonta. Što je sunce više iznad horizonta, tim je veći intenzitet zagrevanja, ali je tada manja ozračena površina na zemljinoj površini, kada se uzme uvek isti normalni presek snopa sunčevih zrakova (npr. A_1B_1 ili B_2C).

Ako je ugao $\alpha = 90°$, tj. kada zraci padaju normalno tada je $\sin 90° = 1$, pa je, prema jednačini, (19), $J_2 = J_1$. Međutim, ako je $\alpha = 0°$, tada je $\sin 0° = 0$, pa je i intenzitet $J_2 = 0$. Ovo se dešava pri sunčevu izlasku i zalasku kada su sunčevi zraci paralelni sa horizontom, tj. kada samo dodiruju horizont.

Kada bi se sunce nalazilo stalno u zenitu iznad ekvatora, kao što je slučaj pri ravnodnevicama, tada bi dan i noć bili uvek jednaki, tj. po 12 časova na svim geografskim širinama, a količina toplotne energije koju primi 1 cm² horizontalne površine duž celog meridijana menjala bi se sa sinusom podnevne sunčeve visine. Ali kako je $\alpha = 90° - \varphi$, gde je φ geografska širina, to je $\sin \alpha = \sin(90° - \varphi) = \cos\varphi$, pa se intenzitet zračne energije menja proporcionalno sa *cosinusom* geografske širine φ, tj. $J_2 = J_1 \cos \varphi$.

Jačina zagrevanja po uporednicima menja se obrnuto prema veličinama ozračenih površina. Isti snop sunčevih zrakova ozrači na nižoj geografskoj širini manju površinu, a na višoj geografskoj širini ozrači veću površinu. Zato će se manje ozračene površine na nižim geografskim širinama više zagrejati nego ozračene površine na višim geografskim širinama. Ovo se može jasno videti na slici 8. na severnoj polulopti (11).



Slika 8. Ozračene površine na raznim geografskim širinama paralelnim sunčevim zracima.

Osim toga, ukoliko sunčevi zraci padaju kosije na zemljinu površinu, utoliko oni prave duži put kroz atmosferu, te usled difuzne refleksije i selektivne apsorpcije više oslabe dok stignu do zemlje. To se takođe može videti na slici. 8. U oblasti ekvatora put kroz atmosferu sunčevih zraka je mnogo kraći nego na višim geografskim širinama.

Prema tome, i ova se činjenica mora uzeti u obzir kada se govori o uticaju visine sunca na jačinu zagrevanja na nekom mestu na zemljinoj površini.

16. ATMOSFERSKO ZRAČENJE

Sunčevi zraci pri prolasku kroz atmosferu oslabe, kao što je napred rečeno, usled difuzne refleksije i selektivne apsorpcije. Ali taj deo sunčevog zračenja koji se izgubi u atmosferi izgubljen je samo prividno, jer se taj izgubljeni deo u atmosferi u izvesnom iznosu docnije pojavi u vidu svetlosnog i toplotnog zračenja, i kao takvo zračenje dopire do zemlje.

Prema tome, do zemljine površine dopire, osim direktnog sunčevog zračenja, još i zračna energija koju atmosfera zrači ka zemlji. Ovakvo zračenje naziva se atmosfersko zračenje. Ovo zračenje je važan izvor toplote za zemljinu površinu, i ima naročito veliki uticaj na zagrevanje zemljine površine pri niskim položajima sunca i na velikim geografskim širinama, gde sunce uvek ostaje u blizini horizonta. Prema tome, ovo zračenje ima veliki klimatološki i biološki značaj.

Atmosfersko zračenje može se podeliti u dve vrste zračenja, i to: difuzno zračenje (nebesko zračenje) i toplotno zračenje atmosfere.

1. Difuzno zračenje atmosfere. — Ovo zračenje nastaje usled difuzne refleksije direktnog sunčevog zračenja, pri njegovom prolasku kroz atmosferu. Difuzno reflektovani zraci u vazduhu budu samo skrenuti sa svog prvobitnog pravca i zatim u izvesnom iznosu dođu do zemlje. Ovo skretanje, odnosno lomljenje, može biti više puta tako da ovi zraci naprave putanju u vidu cik-cak linije dok ne stignu do zemlje.

Difuzno zračenje atmosfere naziva se još i nebeskim zračenjem, odnosno zračenjem neba. Ovo zračenje sastoji se prvenstveno, pri vedrom nebu, iz kratkotalasnih zrakova: plavih, modrih, ljubičastih i ultraljubičastih (12). Difuzno zračenje postoji samo u toku dana od izlaska do zalaska sunca, odnosno od početka svitanja do svršetka sutona.

Kada molekuli vazduha i druge čestice u vazduhu, na kojima se vrši difuzna refleksija, imaju manji prečnik nego što je talasna dužina difuzno reflektovanih zraka, to se refleksija vrši obrnuto proporcionalno četvrtom stepenu talasne dužine (prema istraživanjima Rayleigha). To znači, da ukoliko je talasna dužina pojedinih zraka manja, utoliko će oni biti u većoj meri reflektovani. Usled toga difuzno zračenje atmosfere sadrži veći broj zraka manjih talasnih dužina nego i samo direktno sunčevo zračenje. Što duži put prave sunčevi zraci kroz atmosferu, to se sve više gube zraci malih talasnih dužina. Ako se sunce nalazi blizu horizonta, onda je put koji sunčevi zraci prave kroz atmosferu veliki, pa se kratkotalasni zraci sunčevog spektra skoro sasvim istroše. Usled toga stvarna sunčeva svetlost, a takođe i krug sunca blizu horizonta, dobijaju narandžastu pa nekad čak i crvenu boju. Reflektovana svetlost, međutim, ima više kratkotalasnih zraka plave boje, pa se na taj način tumači i nebesko plavetnilo.

Intenzitet difuznog zračenja atmosfere izražava se količinom toplote u džulima koju primi 1 m² crne horizontalne površine u 1 sekundi, odnosno u $\frac{W}{m^2}$.

Ponekad se intenzitet difuznog zračenja izražava u % od direktnog sunčevog zračenja, koje dolazi do zemljine površine.

Intenzitet difuznog zračenja zavisi od:

— sunčeve visine iznad horizonta,
— nadmorske visine mesta,
— oblačnosti i
— prozračnosti vazduha.

Intenzitet difuznog sunčevog zračenja raste sa porastom visine sunca iznad horizonta. Ukoliko je nadmorksa visina nekog mesta veća utoliko je manji intenzitet difuznog zračenja. Ali ovde može biti i izvesnih izuzetaka, što zavisi od reljefa zemljišta.

Oblačnost povećava intenzitet difuznog zračenja atmosfere. Najmanji intenzitet difuznog zračenja biće pri potpuno vedrom vremenu, a slojeviti i slojevitogomilasti oblaci mogu ga povećati za 3—4 puta. Merenjima, koja su vršena u Koneljanu u severnoj Italiji, ustanovljeno je da je difuzno zračenje atmosfere, obuhvatajući i difuzno zračenje oblaka, pri srednjoj oblačnosti od 4 do 7 desetina nebeskog svoda, preko dva puta veće od intenziteta pri potpuno vedrom vremenu.

Ukoliko je prozračnost vazduha veća utoliko je intenzitet difuznog zračenja manji i obratno.

Odnos između direktnog i difuznog zračenja u toku dana izgleda ovako: U jutarnjim časovima, pri veoma niskom položaju sunca, intenzitet difuznog zračenja atmosfere može biti veći od direktnog sunčevog zračenja. Kada se sunce penje iznad horizonta, tada se smanjuje dužina puta sunčevih zraka kroz atmosferu, a sa time se umanjuje i stepen njihovog rasipanja. Usled toga intenzitet direktnog sunčevog zračenja raste sa porastom sunčeve visine, i postaje veći od intenziteta difuznog atmosferskog zračenja. Mada sa porastom visine sunca iznad horizonta raste i intenzitet difuznog zračenja, ali ovaj intenzitet raste mnogo sporije nego intenzitet direktnog sunčevog zračenja. Zato se veličina intenziteta difuznog zračenja atmosfere u % smanjuje u odnosu na direktno sunčevo zračenje. Npr., srednja godišnja vrednost difuznog zračenja za Vašington iznosi 65% od direktnog sunčevog zračenja, pri visini sunca iznad horizonta od 11,3°. Kada se sunce izdigne do 65° iznad horizonta, onda difuzno zračenje iznosi samo 19%.

Difuzno zračenje atmosfere ima istu kakvoću kao i direktno zračenje sunca. Zato se pod dejstvom difuznog zračenja sa nebeskog svoda vrši asimilacija kod biljaka, samo, naravno, u manjoj meri nego pod dejstvom direktnog sunčevog zračenja. To znači da se asimilacija vrši i pri potpuno oblačnom vremenu, a takođe i za vreme svitanja i sutona. Prema tome, radni dan jedne biljke jeste sve vreme dok se obavlja asimilacija, a to je, u stvari, od početka svitanja do kraja sutona. Obično se dužine svitanja i sutona nazivaju „produžetkom radnog dana jedne biljke".

2. Toplotno zračenje atmosfere. — Atmosfera može da zrači kao i svako drugo telo, usled toga što joj je temperatura viša od apsolutne 0°. Zračenje ove vrste vrši atmosfera na račun svoje sopstvene unutrašnje toplotne energije, koju dobija selektivnom apsorpcijom direktnih sunčevih zraka, i apsorpcijom tamnog dugotalasnog zračenja zemljine površine (vidi član 20). Toplotno zračenje, s obzirom na nisku temperaturu vazduha, sastoji se iz tamnih infracrvenih dugotalasnih zraka; i zato se ono naziva toplotnim zračenjem atmosfere. Ovo toplotno zračenje atmosfere postoji neprestano i danju i noću. Dugotalasno toplotno zračenje atmosfere nema nikakvog značaja za asimilaciju, već samo utiče na toplotne uslove, kako na zemljinoj površini tako i u prizemnom vazduhu.

17. DIREKTNO I GLOBALNO SUNČEVO ZRAČENJE

1. Direktno sunčevo zračenje — Pod direktnim sunčevim zračenjem podrazumeva se ono koje pada neposredno na neku ozračenu površinu, bez difuznog zračenja atmosfere. Ono dopire do zemljine površine samo pri vedrom vremenu, tj. pri nesmetanom sijanju sunca.

Intenzitet direktnog sunčevog zračenja na nekom mestu zavisi od:

— visine sunca iznad horizonta,
— nadmorske visine mesta,
— količine vodene pare u vazduhu,

— oblačnosti (pokrivenosti neba oblacima) i
— prozračnosti (providnosti) vazduha.

Ukoliko je sunce više iznad horizonta utoliko je intenzitet direktnog sunčevog zračenja veći (vidi čl. 15). Sa porastom nadmorske visine raste i intenzitet direktnog sunčevog zračenja, jer zraci prave kraći put kroz atmosferu pa zato manje oslabe, npr. do planinskih vrhova nego dok dođu do niskih dolina, gde je vazduh mnogo gušći i zamućeniji nego na planinskim vrhovima. Ukoliko u vazduhu ima veća količina vodene pare utoliko je intenzitet direktnog sunčevog zračenja slabiji, jer vodena para, kao što je već rečeno, upija direktne sunčeve zrake pri njihovom prolasku kroz atmosferu. Što je oblačnst veća intenzitet zračenja je manji, a što je veća prozračnost vazduha intenzitet direktnog sunčevog zračenja je veći.

Ako bi prozračnost vazduha i količina vodene pare u vazduhu ostali nepromenjeni u toku vedrog dana, tada bi kriva linija koja predstavlja dnevni tok direktnog sunčevog zračenja bila simetrična u odnosu na podnevni čas (čas sunčeve kulminacije). Ona bi se uzdizala od sunčeva izlaska do njegove kulminacije a zatim bi se spuštala do zalaska sunca. Intenzitet direktnog zračenja u pojedinim časovima pre podne bio bi isti kao i intenzitet u odgovarajućim časovima posle podne. Npr., intenzitet u 8 časova bio bi isti kao i intenzitet u 16 časova; u 9 časova isti kao u 15 časova, itd. Ovo se može videti na slici 11. kriva ABC.

Međutim, pošto se prozračnost vazduha i količina vodene pare u njemu menjaju u toku dana, makar to bio i potpuno vedar dan, to kriva linija dnevnog toka direktnog sunčevog zračenja nije simetrična u odnosu na čas sunčeve kulminacije.

U tablici 7. prikazana je dnevna suma direktnog sunčevog zračenja na raznim geografskim širinama u pojedinim danima u toku godine (12).

Tablica 7. *Dnevna suma direktnog sunčevog zračenja pri vedrom vremenu na severnoj polulopti u kJ m² horizontalne površine*

Geografska širina u stepenima Datum	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
20. marta	0	1256	5526	10467	15365	19678	23278	25958	27591	28135
21. juna	26544	26251	26125	28051	29600	30564	30480	29265	27172	24157
23. septembra	0	1256	5442	10341	15114	19384	22943	25581	27214	27758
22. decembra	0	0	0	209	2763	7075	11974	16956	21729	25790

Brojevi u tablici 7. predstavljaju samo prosečne vrednosti, inače odstupanja može biti u jednom ili u drugom pravcu.

2. Globalno sunčevo zračenje — Kao globalno sunčevo zračenje smatra se zbir direktnog sunčevog zračenja i difuznog zračenja atmosfere. Ovo se zračenje uzima uvek u obzir za praktične potrebe i njemu se pridaje veći značaj nego direktnom sunčevom zračenju. Ovo dolazi zbog toga, što direktno sunčevo zračenje, kao što je već rečeno, dopire do zemlje samo pri vedrom vremenu, dok, međutim, difuznog zračenja atmosfere, a sa njim i globalnog, ima, kako pri vedrom tako i pri oblačnom vremenu. Sem toga, difuznog zračenja ima i za vreme svitanja i sutona, kada nema direktnog, što se takođe računa u globalno zračenje.

Intenzitet globalnog zračenja na nekom mestu zavisi takođe od visine sunca nad horizontom, od nadmorske visine, od stepena naoblačnosti, od prozračnosti vazduha i od količine vodene pare u vazduhu. Intenzitet globalnog sunčevog zra-

čenja stoji u istom odnosu sa visinom sunca nad horizontom kao i intenzitet direktnog sunčevog zračenja. To isto važi i za nadmorsku visinu, oblačnost, prozračnost vazduha i količinu vodene pare u vazduhu. Pod stepenom oblačnosti mora se ovde uzeti u obzir ne samo ukupna pokrivenost neba oblacima već i debljina oblaka koji zaklanjaju sunce u dotičnom minutu.

Dnevni zbirovi globalnog zračenja zavise takođe od dužine dana i vladajuće oblačnosti, a sem toga i od klimatskih osobenosti mesta. U tablici 8. prikazane su godišnje sume: direktnog, difuznog i globalnog sunčevog zračenja, a prema podacima T.G. Berlanda (12).

Tablica 8. *Srednja godišnja suma direktnog, difuznog i globalnog zračenja u MJ na 1 m^2 crne horizontalne površine*

Vrsta zračenja	Geografska širina u stepenima					
	80	70	60	50	40	35
Direktno sunčevo	419	1130	1758	2512	3475	4061
Difuzno atmosfersko	1968	1674	1549	1633	2051	2177
Globalno	2386	2805	3307	4145	5526	6238

Kao što se iz tablice 8. vidi, suma direktnog sunčevog zračenja povećava se sa smanjenjem geografske širine. Suma difuznog atmosferskog zračenja opada sa smanjenjem geografske širine, ali samo do 60°, zatim ponova raste sa smanjenjem geografske širine. Suma globalnog zračenja u toku godine raste sa smanjenjem geografske širine.

Najzad, globalno zračenje obično se naziva insolacija (13).

18. INTENZITET SUNČEVOG ZRAČENJA U UNUTRAŠNJOSTI BILJNOG POKRIVAČA

Ångström je ispitivao intenzitet direktnog sunčevog zračenja koje prodire u unutrašnjost travnog pokrivača. Za travni pokrivač: trava popino prase — Phléum pratense (14) visine 100 cm dobivene su sledeće vrednosti:

Na gornjoj površini travnog pokrivača
753 W/m^2 ili 100 %,
u unutrašnjosti trave na visini 50 cm od zemlje —
725 W/m^2 ili 96 %,
u unutrašnjosti trave na visini 10 cm od zemlje —
195 W/m^2 ili 26 %,
u unutrašnjosti trave na površini zemlje —
132 W/m^2 ili 18 %.

Iz ovih se podataka vidi, da sunčevo zračenje može do 50 cm unutar biljnog pokrivača proći skoro neoslabljeno; zatim na samoj površini zemlje ima još skoro 20% od ukupnog zračenja.

Količina sunčevog zračenja koje dopire u unutrašnjost biljnog pokrivača veoma mnogo zavisi od vrste i gustine samog pokrivača, kao i u kom se stadijumu svog razvića nalazi. U tom pravcu Ångström je vršio osmatranja u blizini Štokholma i dobio sledeće rezultate:

Vrsta šume	Visina drveta u metrima	Rastojanje među drvetima u metrima	Količina direktnog sunčevog zračenja u g-kal/cm² min, koje prođe do zemlje	Količina zračenja u % od ukupnog koje padne na gornju površinu šume
Mlada hrastova šuma	20	4	0,04 – 0,07	4–7
Borova šuma	15	10	0,04	4
Mešana šuma				
Hrast + topola	10–20	5	0,02 – 0,03	2–3
Gusta jelova šuma	20	6	0,007–0,010	0,7–1

Iz navedenih podataka može se zaključiti da u unutrašnjosti šume prodire veoma mala količina direktnog sunčevog zračenja, te se zagrevanje zemlje vrši uglavnom cirkulacijom vazduha. Pod gustim drvenim nasadama sunčevo zračenje može spasti do 1%. Pod takvim uslovima ispod drveća može da se razvije samo redak i slab biljni pokrivač.

Osmatranja koja je vršio Zauber pokazala su da količina sunčeve svetlosti u unutrašnjosti biljnog pokrivača zavisi u velikoj meri od visine sunca iznad horizonta, kao što se vidi iz sledećeg primera:

Količina svetlosti u % od punog osvetljenja, koja dostiže zemljinu površinu pod biljnim pokrivačem u toku vedrog dana.

Vrsta žita	10 čas. 05 min.	11 čas. 15 min.	12 čas. 15 min.	13 čas. 15 min.	16 čas. 45 min.
Ozima raž visine 75 cm	10,7	11,4	16,1	14,0	8,9
Jarovi ječam visine 12 cm	93,2	94,0	94,5	94,5	60,7

19. REFLEKSIJA SUNČEVIH ZRAKA NA OBLACIMA, SNEŽNOM POKRIVAČU, ZEMLJINOJ POVRŠINI I BILJNOM POKRIVAČU

Kada se tretira globalno sunčevo zračenje, mora se imati u vidu da zemljina površina ne apsorbuje celokupno zračenje koje na nju pada. Izvestan deo zračenja reflektuje se nazad u atmosferu sa zemljine površine, snežnog pokrivača i biljnog pokrivača, a takođe i sa oblaka pri prolazu sunčevih zraka kroz atmosferu.

Ako se količina globalne sunčeve energije koja pada na zemljinu površinu obeleži sa J, a količina zračne energije koja se odbije od zemljine površine sa J_1, onda se odnos:

$$A = \frac{J_1}{J} \cdot 100\%$$

naziva albedo.

Prema tome, albedo (A) se izražava u % i pokazuje koliko se procenata od ukupne pale sunčeve energije reflektuje od zemljine površine. Albedo, dakle, predstavlja gubitak toplotne energije za zemljinu površinu koju bi ona dobila od sunčevog zračenja.

22

15

Osim toga, prema I. Drimhirnu (63), postoji i tzv. vizuelni albedo, koji predstavlja procenat zračne energije koja se reflektuje od zemljine površine iz vidljivog dela spektra koji se uzima kao 100%. Ovi reflektovani zraci iz vidljivog dela spektra imaju značaja za asimilaciju kod biljaka, jer se njihovo dejstvo sabira sa dejstvom vidljivog (svetlosnog) dela spektra pri padanju od sunca na zemljinu površinu.

Ovde će se navesti neki rezultati ispitivanja refleksije u % (64) sa raznih površina u spektralnoj oblasti sunčevog zračenja (Kondratiev "Radiation in the Atmosphere", Academic Press, New York, 1969)

Vrsta površine sa koje se vrši refleksija	Refleksija u % od globalnog sunčevog zračenja
Golo tle	10 – 25
Pesak, pustinjski	25 – 40
Trava	15 – 25
Šuma	10 – 20
Sneg (čist, suv)	75 – 95
" (vlažan i/ili nečist)	25 – 75
Morska površina (sunce više od 25^0 iznad horizonta	<10
" " (sunce pod malim uglom)	10 – 70

Kao što se vidi osobito je veliki albedo snežnog pokrivača, naročito ako je tek pao na zemljinu površinu kada može da iznosi i 95 %. Ako sneg duže leži na zemlji njegov se albedo smanjuje i to utoliko više ukoliko duže leži, tako da može iznositi i 25 %.

Refleksija sunčevih zraka sa vodene površine može biti dosta velika što zavisi od visine sunca iznad horizonta. Pri visokom položaju sunca albedo je manji od 10 %, a pri niskom položaju može da se dostigne i 70 %. Ovaj iznos sunčeve zračne energije reflektovan pri niskom položaju sunca tj. u jutarnjim i večernjim časovima nema naročite važnosti za horizontalne površine, ali ima veći značaj za vertikalne i kose površine pored vode, tj. za strme obale reka i jezera, a takođe i za drveće koje se nalazi pored obale. Tako, npr., površina koja se pruža pravcem istok – zapad na geografskoj širini od 60^0 dobija višak sunčeve energije od 15 do 30 % od reflektovanog sunčevog zračenja sa vodene površine.

Golo zemljište reflektuje 10 – 25 % sunčevog zračenja zavisno od vrste zemljišta i vlažnosti zemljišta. Mokra zemlja ima manji albedo nego suva i zato izgleda tamnija. Ovo dolazi usled toga što se u vodenim opnama, koje opkoljavaju sitne čestice zemljišta, vrši unutrašnja refleksija svetlosnog snopa. Na isti način je manja i refleksija sa lišća koje je ovlaženo od kiše ili rose (12).

Sa biljnog pokrivača uglavnom se reflektuju zeleni i infracrveni zraci iz sunčevog spektra. Refleksija zelenih zraka sa biljnog pokrivača daje biljkama zelenu boju. Ukoliko je veća refleksija infracrvenih zraka utoliko su biljke više zaštićene od preteranog zagrevanja, jer su infracrveni zraci, u stvari, toplotni zraci (12).

Ovde će se izneti podaci o sposobnosti refleksije i propustljivosti zelenih listova na drveću koje je merenjima dobio Ångström. Ovi podaci su sledeći:

Početak leta (posle kišne periode); lišće sa većom sadržinom vode:

reflektovana sunčeva energija	19,0%
apsorbovana	55,5%
propuštena	25,5%
svega	100,0%

Kraj leta (posle sušnog perioda); lišće sa smanjenom sadržinom vode:

reflektovana sunčeva energija	29%
apsorbovana	38%
propuštena	33%
svega	100%

Kao što se vidi, mlado lišće koje ima veću sadržinu vode u sebi ima srazmerno manju sposobnost refleksije i propuštanja sunčevih zraka od starijeg lišća. Mada je sposobnost apsorpcije mladog lišća veća, ipak se mora imati u vidu da sa njega, kao što izgleda, isparava veća količina vode, a usled toga se troši veća količina toplote na isparavanje; zato se mlado lišće ne zagreva znatno više od starijeg lišća.

U slučaju guste lisnate šume ili neke druge guste i lisnate vegetacije, globalno sunčevo zračenje skoro ne dostiže neposredno do zemlje. Glavnu ulogu ovde igra reflektovano zračenje koje se odbija od listova i kao difuzno zračenje dolazi do zemlje. Sem toga, do zemljine površine ispod vegetacije može doći i globalno zračenje koje lišće propušta, ukoliko ne bude na svome putu apsorbovano od listova koji se nalaze ispod površinskog sloja vegetacije.

20 ZRAČENJE ZEMLJE I PROTIVZRAČENJE ATMOSFERE

Iz dosadašnjih izlaganja videlo se da na zemljinu površinu padaju direktni sunčevi zraci, zatim difuzni zraci atmosfere, što zajedno sačinjava tzv. globalno zračenje. Jedan deo ovog globalnog zračenja odbija se od zemljine površine nazad u atmosferu, a drugi deo zemlja apsorbuje, usled čega se zemljina površina zagreva. Tako zagrejana površina zemlje zrači sa svoje površine nazad u atmosferu i vasionski prostor. To zračenje naziva se terestrisko zračenje ili izračivanje. Ovo izračivanje naziva se još i zemljina radijacija. Zemljina radijacija postoji neprestano i danju i noću. Ona se u toku dana kompenzira sa sunčevim globalnim zračenjem, koje pada na zemljinu površinu, i koje se naziva insolacija. Budući da zemljina površina ima srazmerno dosta nisku temperaturu, oko 14,3°, njeno zračenje je zato tamno i dugotalasno, tj. zemlja sa svoje površine otpušta tamne — toplotne — dugotalasne zrake koji pripadaju infracrvenom delu spektra. Talasna dužina ovog zračenja je uglavnom između 3 i 50 μ (15).

Intenzitet radijacije sa površine različitih tela zavisi od fizičko-hemijskih svojstava toga tela a takođe i od njegove temperature. Prema *Stefan-Boltzmannovom zakonu*, količina toplote (*Q*) koju otpusti 1 m² crne površine u 1 sekundi proporcionalna je četvrtom stepenu apsolutne temperature (*T*) na površini zračećeg tela.

Ova količina (Q) može se izraziti sledećom jednačinom:

$$Q = \sigma T^4 \, \mathrm{Wm^{-2}} \quad \text{ili}$$

ili

$$Q = \sigma (273 + t)^4 \, \mathrm{Wm^{-2}} \qquad (20)$$

U ovoj jednačini σ predstavlja stalan koeficijenat koji ima sledeću vrednost (16):

$$\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8} \, \mathrm{W\,m^{-2}\,K^{-4}} \qquad (21)$$

Ovaj koeficijenat σ izražava količinu toplote koju u vidu tamnog dugotalasnog zračenja otpusti 1 m^2 u 1 sekundi makar kakve crne površine pri apsolutnoj temperaturi $T = 1{,}0^0$.

Ako se uzme da je temperatura $t = 15°$, onda je apsoltuna temperatura $T = 288°$, pa je, prema jednačinama (20) i (21), količina otpuštene toplote Q ravna:

$$Q = 390 \, \mathrm{W\,m^{-2}} \qquad (22)$$

Pošto je zemlja (kopno) skoro crno telo, to se i na nju može primeniti *Stefan-Boltzmannov zakon*, odnosno jednačina (20). Kako je prosečna temperatura na površini zemlje oko $t = 15^0$C, to se može smatrati da se zemljinom radijacijom prosečno izrači oko 390 $\mathrm{Wm^{-2}}$. Međutim, merenjima na zemljinoj površini ustanovljeno je da se radijacijom u proseku otpusti svega oko 100 $\mathrm{W\,m^{-2}}$. Razlika između zračene energije izračunate po jednačini (20) i izmerene pomoću instrumenata iznosi:

$$390 - 100 = 290 \, \mathrm{W\,m^{-2}} \qquad (23)$$

Iz navedenog se može zaključiti da postoji neki drugi toplotni izvor van zemljine površine koji zrači toplotnu energiju ka zemlji u iznosu oko 290 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ i na taj način kompenzira zemljinu izgubljenu toplotu. Taj toplotni izvor jeste vazduh iznad zemljine površine a njegovo toplotno zračenje ka zemljinoj površini naziva se protivzračenje atmosfere.

Količina toplotne energije od oko 100 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ koju stvarno izgubi zemljina površina naziva se efektivno izračivanje zemljine površine.

Efektivno izračivanje (Q_0) može se odrediti sledećom jednačinom:

$$Q_0 = Q - Q_1, \qquad (24)$$

gde je Q — količina otpuštene toplote prema jednačini (20), a Q_1 — količina toplote primljene protivzračenjem atmosfere. Protivzračenje atmosfere je obično dva puta veće od zemljinog efektivnog izračivanja, i menja se u granicama od 130 do 320 $\mathrm{W\,m^{-2}}$

Na osnovu svega iznetog može se zaključiti sledeće:

Tamni toplotni dugotalasni zraci, koje zemljina površina otpušta pri radijaciji, budu apsorbovani pri prolazu kroz vazduh, a usled toga se atmosfera zagreje i postaje sposobna da i sama zrači svoje tamne dugotalasne zrake prema zemlji.

Na zagrevanje atmosfere utiču još u mnjoj meri i selektivno apsorbovani zraci direktnog sunčevog zračenja (vidi čl. 16). Otpuštene zrake od zemljine površine, pri prolasku kroz vazduh apsorbuje ozon, ugljen-dioksid, a najviše vodena para, i zato se veličina protivzračenja atmosfere, odnosno efektivnog izračunavanja, menja sa sadržinom vodene pare u vazduhu.

Efektivno izračivanje je najveće pri vedrom i suvom vremenu i pri maloj sadržini vodene pare u vazduhu. Prema tome, efektivno izračivanje je veoma veliko u pustinjama gde se noću voda može zamrznuti, iako u toku dana temperatura vazduha dostiže 40°C. Oblačni pokrivač naročito apsorbuje toplotne zrake koje zemlja otpušta i zagreva se, a od oblaka toplota se prenosi na slojeve vazduha koji se nalaze ispod oblaka, što povećava protivzračenje atmosfere, odnosno smanjuje efektivno izračivanje. Efektivno izračivanje je utoliko slabije ukoliko su oblici niži, a pri magli smanjuje se do minimuma.

Ångström je predložio jednačinu prema kojoj se može odrediti zavisnost efektivnog zemljinog izračivanja (Q_n) od oblačnosti. Ta jednačina ima oblik:

$$Q_n = Q_0 (1 - kn), \qquad (25)$$

u kojoj je Q_0 — veličina efektivnog izračivanja pri sasvim vedrom nebu, Q_n — veličina izračivanja pri oblačnosti n, i k-koeficijenat koji zavisi od vrste oblaka. Oblačnost n data je u desetinama pokrivenosti neba, dok koeficijenat k ima sledeće vrednosti:

za tanke perjaste visoke oblake $k = 0{,}03$.
za guste niske oblake $k = 0{,}10$
za srednje oblake $k = 0{,}06$

Ako je, npr. 4/10 neba pokriveno oblacima srednje visine, to će efektno izračivanje (Q_n) biti:

$$Q_n = Q_0 (1 - 0{,}06 \cdot 4) = 0{,}76 \, Q_0. \qquad (26)$$

Osmatranjima je ustanovljeno da noćno izračivanje zemlje zavisi od vlažnosti vazduha. Sa povećanjem vlažnosti vazduha efektivno izračivanje opada; pri pojavi rose veličina izračivanja smanji se za 10 do 15%.

Kao što je napred rečeno, pri temperaturi od 15^0 zemljina površina izgubi oko 390 $\mathrm{Wm^{-2}}$; u isto vreme oko 290 $\mathrm{Wm^{-2}}$ od te količine bude nadoknađeno zemlji protivzračenjem iz atmosfere. Ovaj primer pokazuje kolika je uloga atmosfere u zaštiti zemljine površine od velikog gubljenja toplote u toku noći. Ali dok atmosfera u velikoj meri zadržava i apsorbuje toplotne zrake koje zemlja otpušta, ona u isto vreme mnogo više propušta vidljive zrake sunčevog spektra. Na taj način u procesu razmene toplote atmosfera dejstvuje kao staklena bašta, tj. propušta sunčeve zrake unutra i zadržava tamne toplotne zrake da ne izlaze napolje.

Kada oko zemlje ne bi bilo atmosfere, tada bi srednja godišnja temperatura zemljine površine bila – 18^0, a ne oko 15^0, kao što se smatra, tj. za 33^0 niža. Isto tako, kada ne bi bilo atmosfere, sunčevi zraci bi neoslabljeni dolazili do zemljine površine i proizvodili mnogo višu temperaturu na površini zemlje nego kao što je u stvari. U toku noći efektivna radijacija bila bi takođe velika, jer bi se tamni dugotalasni zraci gubili u praznom vasionskom prostoru. Prema tome, kada ne bi bilo atmosfere, temperatura bi po danu bila veoma visoka a po noći veoma niska; dnevno kolebanje temperature na zemljinoj površini bilo bi takođe veoma veliko.

(20)

21. BILANS ZRAČENJA

Da bi se na gornjoj granici atmosfere, u samoj atmosferi i na zemljinoj površini održala termička ravnoteža, tj. da bi ostala nepromenjena srednja temperatura, mora priliv zračne i toplotne energije da bude ravan gubitku energije u istom vremenskom razmaku. Npr. ako se uzme prosečna godina, onda će u toku godine na nekom mestu 1 m² zemljine površine primiti toplotu od: globalnog sunčevog zračenja, protivzračenja atmosfere i još od nekih drugih manjih toplotnih izvora. U isto vreme dotični kvadratni metar zemljine površine gubiće toplotu radijacijom i isparavanjem vode sa zemljine površine. Sem toga, celokupna zračna energija globalnog zračenja, koja padne na zemljinu površinu ne bude sve apsorbovana, već izvestan deo bude reflektovan od zemlje nazad u atmosferu. Prema tome, kao što je rečeno, priliv energije mora biti ravan gubitku. Ovo se neće dogoditi u toku svake godine, ali ovde je reč o prosečnoj godini, tj. o prosečnim vrednostima za duži niz godina.

Ono što važi za svaku prosečnu godinu može da se primeni i na prosečan (srednji) dan.

Da bi se odredila srednja vrednost zračne, odnosno toplotne energije koju primi u toku jednog prosečnog dana, 1 m² zemljine površine, mora se postupiti na sledeći način.

Ranije je rečeno da na gornju granicu atmosfere dolazi sunčevo zračenje u iznosu od oko $J_0 = 1380\ Wm^{-2}$ (solarna konstanta). Ova količina zračne energije dospela bi i do zemljine površine kada ne bi bilo vazduha. Međutim, ako se uzme kružni presek $P_1 P_2$ (sl. 9) kroz zemljinu loptu na koji bi sunčevi zraci padali vertikalno, ovaj kružni presek u jednoj sekundi primio bi količinu zračne energije:

$$Q = J_0 R^2 \pi \qquad (27)$$

gde je R — poluprečnik zemlje. Ali kako sunčevi zraci ne padaju na kružni presek P_1P_2 već na celu zemljinu loptu, gde je u svakom trenutku jedna polovina obasjana a druga nije, to će na 1 m² gornje granice stvarno pasti u jednoj sekundi količina zračne energije Q_1 koja je ravna:

$$Q_1 = \frac{J_0 R^2 \pi}{4R^2 \pi} = \frac{J_0}{4} = 345\ W\ m^{-2} \qquad (28)$$

Za vreme prosečnog dana na 1 m² površine gornje granice atmosfere pada količina zračne energije Q_2 koja je ravna:

$$Q_2 = 345\ W\ m^{-2} \cdot 60 \cdot 60 \cdot 24\ s = 29808\ \frac{kJ}{m^2\ dan} \qquad (29)$$

ili približno $29{,}8\ \frac{MJ}{m^2\ dan}$

U toku prosečne godine 1 m² površine gornje granice atmosfere prima sledeći iznos sunčeve zračne energije:

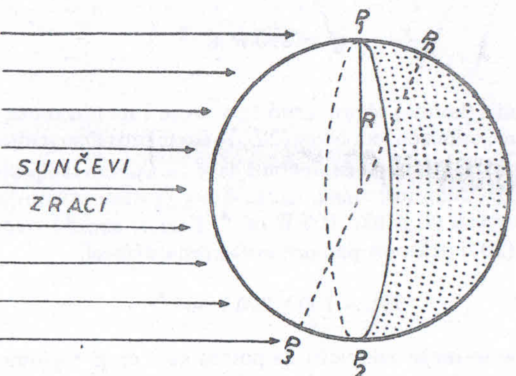
$$29{,}808 \cdot 365{,}25 = 10887\ \frac{MJ}{m^2\ dan}$$

Ako se uzme da količina zračne energije koja padne na 1 m² gornje granice atmosfere predstavlja 100 energetskih jedinica, one će se u sistemu zemlja–atmosfera rasporediti na sledeći način (sl. 10):

– 19 jedinica se apsorbuje u toku prolaska kroz atmosferu i to 16 u atmosferi bez oblaka (vodena para, ozon, ugljendioksid, kiseonik i dr.) i 3 u oblacima,

– ukupno 30 jedinica je reflektovano nazad u vasionski prostor: 20 od oblaka, 6 od čestica atmosfere i 4 sa zemljine površine,

– preostalu 51 jedinicu apsorbuje zemljina površina. Zemlja raspolaže tom energijom u obliku infracrvenog zračenja (zemljina radijacija) i fluksa „osetne" i latentne toplote, kao što je prikazano na desnoj strani sl. 10 (osetna toplota, za razliku od latentne, može da se oseti tj. izmeri termometrom.



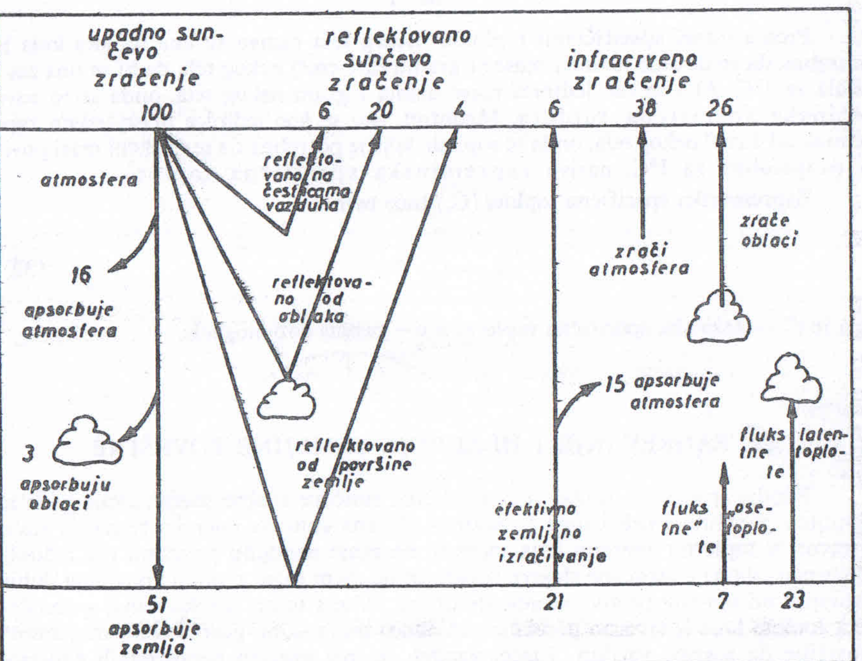
Slika 9. Kružni presek kroz zemljinu loptu obasjan sunčevim zracima u jednom momentu.

Ako se infracrveno zračenje zemlje i atmosfere izrazi u istim energetskim jedinicama onda:

– efektivno izračivanje zemljine površine, koje predstavlja razliku između ukupnog izračivanja zemlje i protivzračenja atmosfere iznosi 21 jedinicu. Od ovih 15 jedinica se apsorbuje u atmosferi a 6 odlazi u vasionski prostor,

– 30 jedinica se transportuje od zemljine površine u atmosferu kao fluks latentne toplote (23 jedinice) i fluks „osetne" toplote (7 jedinica),

– atmosfera emituje u vasionski prostor 38 jedinica, a oblaci 26.



Slika 10. Šematski prikaz srednjeg godišnjeg bilansa zračenja (64)

22. TRAJANJE SUNČEVA SJAJA (OSUNČAVANJE)

Za rešavanje nekih problema potrebno je znati koliko je časova sunce sijalo u toku dana. Suprotno od ovoga određuje se i koliko je časova preko dana sunce bilo zaklonjeno oblacima, te se na taj način donekle dobija stalan pregled o stepenu pokrivenosti neba oblacima. Određivanjem trajanja sunčeva sjaja ili tzv. osunčavanja dobija se približan pregled o tome koliko neko mesto raspolaže sunčevim zračenjem, te zato ovo služi i kao dopuna aktinometriji.

Za biljke, čiji razvitak naročito zavisi od sunčeva sjaja, kao što su: pirinač, repa, grožđe, razno voće, itd. mogu se pomoću podataka dužine trajanja sunčeva sjaja izvesti važni zaključci o mogućnosti uspevanja pojedinih biljaka u pojedinim rejonima.

Trajanje sunčeva sjaja može se izraziti na dva načina, i to:

1. pomoću broja časova koliko je sunce stvarno sijalo,
2. pomoću odnosa iz stvarnog trajanja sunčeva sjaja i mogućeg, odnosno potencijalnog trajanja sunčeva sjaja. Taj odnos množi se sa 100 i dobije se tzv. relativno trajanje sunčeva sjaja u %. Npr., ako je dužina dana od izlaska do zalaska sunca bila 13 časova i 30 minuta, i ako je toga dana sunce sijalo 8 časova i 15 minuta, onda je relativno trajanje sunčeva sjaja toga dana bilo:

$$\frac{8{,}25}{13{,}50} \cdot 100 = 61\%$$

od mogućeg trajanja sunčeva sjaja. Za potrebe poljoprivrede važnije je da se uzme u obzir relativno nego stvarno trajanje sunčeva sjaja. Pri izračunavanju relativnog trajanja sunčeva sjaja može se iskoristiti potencijalno trajanje sunčevog sjaja iz tablice 56. koja se nalazi u klimatologiji (17).

IV

ZAGREVANJE ZEMLJE I ATMOSFERE

23. POJAM O TOPLOTI I TEMPERATURI

Toplota je jedna vrsta energije, koja se naziva još i molekulska energija. Toplota, prema molekularno-kinetičkoj teoriji o toploti, nastaje od unutrašnjeg nevidljivog kretanja molekula. Kod čvrstih tela to kretanje može biti samo nevidljivo treperenje, pošto je kod njih veoma jaka kohezija koja drži molekule u čvrstoj zajednici. Svaki molekul ima usled toga određen ravnotežni položaj, u koji se vraća posle svakog kretanja. Kohezija je dosta slaba kod tečnosti, tj. veza među molekulima je veoma labava, te je stoga njihovo unutrašnje kretanje donekle oscilatorno. Kod pare ili gasova unutrašnja veza između molekula je skoro sasvim iščezla, i zato se oni mogu nesmetano kretati u svim pravcima. Molekuli pare ili gasova vrše progresivno pravolinijsko kretanje velike brzine.

Pojam toplote je uvek vezan za izvesnu masu tela, odnosno za količinu, te stoga toplota ima kvantitativnu vrednost i izražava se u džulima.

Temperatura nekog tela jeste toplotno stanje toga tela; ona ima kvalitativnu vrednost i izražava se u stepenima.

Odnos između toplote i temperature dat je sledećim fizičkim zakonima:

1. Količina toplote koja je potrebna da se neko telo zagreje za izvestan broj stepeni srazmerna je masi tela. Ukoliko je masa tela veća utoliko treba dovesti veću količinu toplote da bi se telo zagrejalo za izvestan broj stepeni.

2. Količina toplote koja je potrebna da se iste mase dva različita tela zagreju za isti broj stepeni zavisi od prirode tela. To znači da se neka tela zagrevaju brže a neka sporije. Npr., neka po 1 cm^3 slatke vode i peska imaju isto toplotno stanje, recimo temperaturu od 15^0. Neka sad svaki od njih primi količinu toplote od po 41,9 J. Tada će se temperatura slatke vode povisiti za 10^0, a suvog peska za 31^0. Ovo nastaje zbog nejednake specifične toplote navedenih tela.

3. Količina toplote koju je potrebno dovesti nekom telu da bi se njegova temperatura povisila za t stepeni srazmerna je broju stepeni povišenja temperature.

Iz ova tri zakona izlazi opšti zakon koji glasi:

Da bi se neko telo mase M, sa specifičnom toplotom c, zagrejalo za t stepeni potrebna je količina toplote Q koja je ravna:

$$Q = c \cdot M \cdot t. \qquad (30)$$

Iz ove jednačine izlazi da je specifična toplota c ravna:

$$c = \frac{Q}{M \cdot t}. \qquad (31)$$

Prema tome, specifičnom toplotom nekog tela naziva se ona toplota koja je potrebna da se dovede jedinici mase (1 gramu ili 1 cm^3) nekog tela da bi se ona zagrejala za 1°C. Ako se kao jedinica mase uzima 1 gram nekog tela, onda se to zove težinska specifična toplota. Međutim, ako se kao jedinica mase uzima zapremina od 1 cm^3 nekog tela, onda se toplota, koja je potrebna da se ovakvoj masi povisi temperatura za 1°C, naziva zapreminska specifična toplota.

Zapreminska specifična toplota (C_v) biće ravna:

$$C_v = C \cdot \rho, \qquad (32)$$

gde je C — težinska specifična toplota, a ρ – gustina dotičnog tela.

(6) 24. ZAGREVANJE I HLAĐENJE ZEMLJINE POVRŠINE

Zemlja apsorbuje (upija) veliku količinu sunčeve zračne energije koja pada na zemljinu površinu i usled toga se zagreva. Zračna sunčeva energija se na taj način pretvori u toplotnu energiju koja zagreva, ne samo zemljinu površinu već i dublje slojeve, a takođe i vazdušne slojeve iznad zemlje. Sem toga, zemljina površina dobija toplotu i od tamnog protivzračenja atmosfere. Prema tome, u toku dana, a naročit leti, toplota koja je stvarno poreklom od sunca može samo posredovanjem zemljine površine da zagreje vazduh. Inače, vazduh se, pri prolazu neposrednih sunčevih zraka, zagreva vrlo malo. Ovo naročito važi za prizemne slojeve vazduha. Usled toga se zemljina površina može smatrati kao stvarni i neposredni izvor toplote za vazduh koji okružuje zemljinu loptu. Ali zemljina površina ne deluje samo kao izvor toplote, već deluje na isti način i kao izvor hladnoće, jer ona naročito u toku noći, a u zimsko doba, često i u toku dana, gubi toplotu izračivanjem u vasionski prostor.

Površinski sloj zemlje na koji neposredno pada zračna energija naziva se apsorpcioni aktivni sloj. Ruski klimatolog A. I. Voeikov je ovu površinu nazvao spoljašna aktivna površina (18). Takva površina može biti: površina kopna, površina biljnog pokrivača (trava, krune drveća ,itd) i površina vode ili snežnog pokrivača. Aktivna površina zemlje, u odnosu na vazduh iznad nje, se najviše zagreje u dnevnim časovima kada preovlađuje insolacija, a isto tako najviše se i ohladi u noćnim časovima kada preovlađuje radijacija. Usled toga na površini zemlje nastaju najveća kolebanja temperature u toku dana i u toku godine. Na većim visinama u atmosferi kolebanje temperature je sve manje ukoliko je visina veća. Tako, npr. na visini od 1 km u slobodnoj atmosferi dnevno kolebanje temperature nije veće od 1,0 do 1,5°C.

Ali zračna energija koja dospe do zemljine površine ne bude sva apsorbovana, već se jedan deo odbija od zemljine površine. Ostali deo, koji apsorbuje zemljina površina, ne upotrebi se takođe sav za zagrevanje zemlje. Jedan deo od ove toplote zemljina površina gubi usled izračivanja (radijacije). Drugi deo prenosi se od zem-

Ako je zemljište porozno i ako se u porama nalazi vazduh, toplota će se sporo provoditi u dublje slojeve zemljišta, zbog slabe provodljivosti toplote vazduha. U takvom slučaju toplota će se gomilati u plitkom površinskom sloju i zato će se ovaj sloj po danu jako zagrevati. Isto tako, u toku noći površinski sloj suvog zemljišta će lako gubiti toplotu radijacijom, pa će se dosta ohladiti. Prema tome, dnevno kolebanje temperature na površini suvog zemljišta biće dosta veliko. Međutim, drugačiji se procesi odigravaju u poroznom zemljištu, gde se u porama nalazi voda. Pošto voda ima 27 puta veću provodljivost toplote od vazduha, to će se toplota kod vlažnog zemljišta provoditi do veće dubine u toku dana. Površinski sloj vlažnog zemljišta biće tada manje zagrejan u toku dana, jer je toplota odvedena u dublje slojeve iz površinskog sloja. U toku noći, iz istih razloga, površinski sloj zemljišta će se manje ohladiti nego što je slučaj kod suvog zemljišta. Tako će na vlažnom zemljištu dnevno temperaturno kolebanje biti manje nego na suvom zemljištu.

7 26. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI TEMPERATURE KOPNA

Dnevni i godišnji tokovi temperature kopna zavise od zagrevanja i hlađenja njegove površine i dubljih slojeva. Na toplotno stanje površine kopna utiče takođe toplotno stanje atmosfere, pošto između površine kopna i prizemnog sloja vazduha postoji razmena toplote putem molekularne provodljivosti toplote, konvekcijom, zračenjem, itd.

Najzad, i spoljašni faktori (kiša, sneg, vetar i dr.) imaju velikog uticaja na toplotne odnose na površini kopna i u dubljim slojevima. Iz tih razloga, da bi se moglo govoriti o dnevnim i godišnjim promenama temperature na površini kopna i u dubljim slojevima, neophodno je potrebno da se vrše neposredna merenja temperature na površini i u raznim dubinama kopna. Ovde će se prvo prikazati dnevni, a zatim godišnji tok temperature kopna.

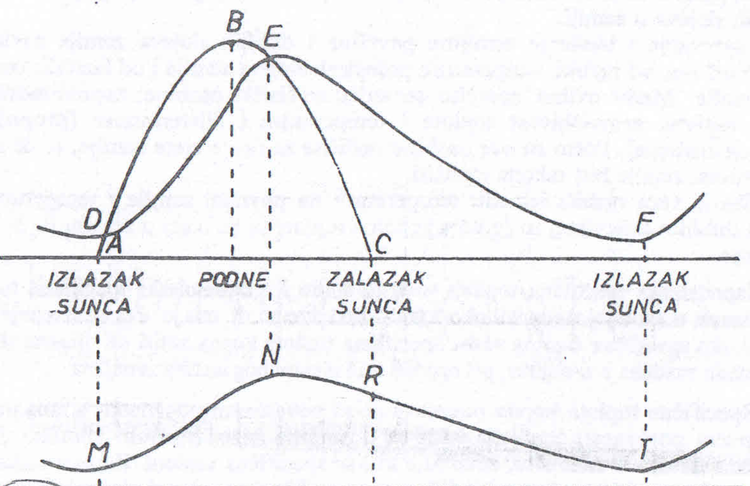
1. Dnevni tok temperature kopna. — Dnevni tok temperature kopna zavisi od dva glavna činioca: insolacije i efektivne zemljine radijacije. Insolacija obuhvata direktno i difuzno zračenje, tj. globalno zračenje i ona traje od izlaska do zalaska sunca, odnosno od početka svitanja do kraja sutona, a efektivna radijacija traje neprekidno i danju i noću. Priliv toplote na površinu zemlje počinje sa početkom svitanja. Insolacija je u početku mala a sa porastom visine sunca iznad horizonta ona raste. Maksimum insolacije je pri kulminaciji sunca — u 12 časova po lokalnom vremenu — a zatim u popodnevnim časovima insolacija opada do zalaska sunca, odnosno do kraja sutona, kada postane ravna nuli. Dnevni tok insolacije, efektivne radijacije i temperature na površini kopna prikazan je na slici 11.

Kao što se na slici 11. vidi, dnevni tok insolacije predstavljen je krivom ABC, na kojoj je A — tačka početka svitanja, B — tačka kulminacije sunca, i C — kraj sutona.

Efektivna radijacija (kriva DEF) počinje da raste sa početkom svitanja i pri izlasku sunca ona ima istu vrednost kao i insolacija (presek u tački D). Radijacija raste dalje, uporedo sa insolacijom, samo zaostaje iza nje i svoj maksimum ne dostigne pri kulminaciji sunca, već nešto kasnije (oko 13 časova) kada se ponova izjednači sa insolacijom (presek u tački E). Od tog momenta radijacija opada, ali sporije nego insolacija, i tako sve do sledećeg izlaska sunca.

Dnevna temperaturna kriva (MNRT), koja zavisi od insolacije i efektivne radijacije, imaće oblik kao na slici 11. Ona ima svoj minimum u tački M pri početku svitanja a maksimum oko 13 časova u tački N, tj. u trenutku izjednačenja insolacije i radijacije. Temperatura je viša pri zalasku nego pri izlasku sunca.

Za sve vreme dok je insolacija veća od radijacije temperatura raste. To je od izlaska sunca (od tačke D) do oko 13 časova (do tačke E). Od 13. časova do zalaska sunca radijacija nadjačava insolaciju i temperatura opada. Od zalaska sunca do



Slika 11. Dnevni tokovi: insolacije (ABC), efektivne radijacije (DEF) i temperature na površini kopna (MNRT).

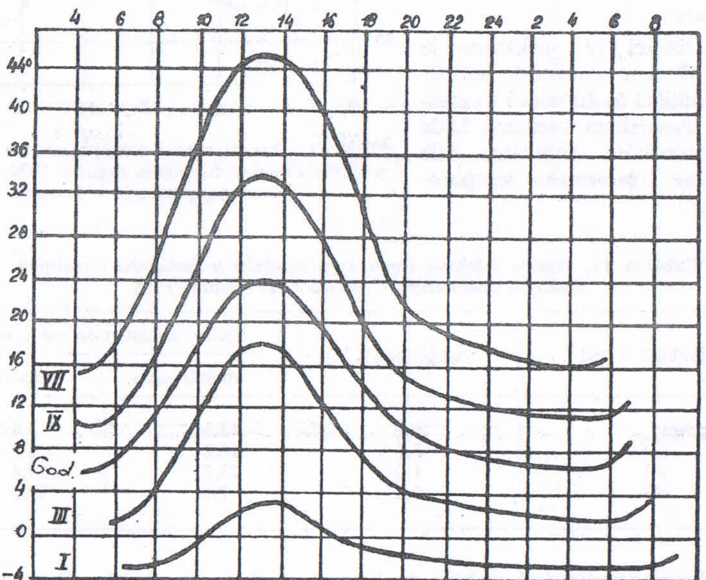
sledećeg izlaska (početka svitanja) temperatura i dalje opada. Prema tome, opšte pravilo je: u vremenu kada insolacija nadjačava radijaciju temperatura raste, a u vremenu kada radijacija nadjačava insolaciju temperatura opada. Ovo pravilo ne važi samo za onaj mali razmak vremena od početka svitanja do izlaska sunca (od tačke A do tačke D), jer iako je u ovom vremenu radijacija veća od insolacije, temperatura ipak raste. Ovo se događa usled toga što je radijacija najmanja pri početku svitanja ali nije ravna 0. Čim počne svitanje, insolacija (difuzno zračenje) počne da raste od 0, ali je još manje od radijacije. Sa pojavom difuznog zračenja temperatura počne da raste, a u vezi sa porastom temperature počne da raste i radijacija.

Pošto je izlazak sunca u toku godine u raznim časovima, to je i minimum temperature na površini kopna takođe u različito vreme.

Dnevni tokovi temperature na površini beogradskog zemljišta za pojedine mesece za period 1902. do 1906. godine prikazan je na slici 12.

Kada se uporede temperaturne krive za pojedine mesece, onda se jasno ističu uticaji nejednakog trajanja dana i noći. Na slici 12. svaka kriva sastoji se iz dva dela: insolacionog dela od izlaska do zalaska sunca i radijacionog dela od zalaska do ponovnog izlaska sunca. Analizom krivih linija može se zapaziti sledeće: kriva I za januar ima mnogo kraći insolacioni deo od radijacionog, zatim insolacioni deo nije mnogo izražen, a radijacioni deo nije naročito strm; kriva VII za juli je sasvim drugačija — kod nje je insolacioni deo dugačak i veoma izražen, a radijacioni deo kratak ali dosta strm. Ovakvi oblici dnevnih temperaturnih krivih za januar i juli nastaju iz sledećih razloga:

U toku dana, dok traju insolacija i radijacija, kopno ne ispušta svu primljenu toplotu; jedan deo te toplote se magazinira u gornjim slojevima kopna. Ta magazinirana toplota uslovljava da je temperatura površine zemljišta pri zalasku sunca viša od temperature pri izlasku. U toku noći izlučuje se efektivnom radijacijom taj magazinirani deo toplote iz kopna. Inače, ako ne bi bilo ove zalihe magazinirane toplote u toku dana, tj. ako bi zemljište ispustilo svu primljenu toplotu preko dana, onda bi pri zalasku sunca temperatura na površini kopna bila ista kao i pri izlasku, a u toku noći kopno bi se hladilo na račun svoje sopstvene toplote i temperatura bi mu stalno opadala.



Slika 12. Dnevni tokovi temperature na površini zemljišta u Beogradu (Meteorološka opservatorija), prema P. Vujeviću.

U dugačkim julskim danima a kratkim noćima dnevni deo temperaturne krive je duži nego noćni. U januarskim kratkim danima a dugim noćima je obrnuto. Izrazitost dnevnog dela temperaturne krive stoji u pravom odnosu sa kulminacijom sunca, odnosno sa kulminacionom visinom sunca. Leti je izrazitost veća nego zimi. Isto tako i zaliha magazinirane toplote u toku dana je veća leti nego zimi; a, prema tome, i temperaturna razlika između izlaska i zalaska sunca biće veća leti nego zimi. Noćni deo temperaturne krive je iz tih razloga strmiji leti nego zimi. Jer za vreme kratke letnje noći treba da se izrači dosta velika količina magazinirane toplote, te je stoga hlađenje dosta naglo — a pad temperaturne krive strm. U dugim zimskim noćima izrači se mala količina toplote koja je preko dana magazinirana, pa je zato hlađenje postepeno, a pad temperaturne krive blag.

Uticaj raznih vrsta površinskog zemljišta na dnevni tok temperature prikazaće se takođe na primeru za Beograd za mesece april i jul za period od 1904. do 1906. godine:

		pesak	humus	trava
april:	srednja vrednost	14,2°	13,5°	12,6°
	minimum	5,4	5,5	5,2
	maksimum	27,9	26,7	24,5
	kolebanje	22,5	21,2	19,3
jul:	srednja vrednost	29,7	28,1	26,0
	minimum	15,7	15,3	15,1
	maksimum	48,4	45,5	42,0
	kolebanje	32,7	30,2	26,9

Razlike u temperaturi su uglavnom posledica nejednake specifične toplote peska, humusa i potravljenog zemljišta. Površina peska ima najveće vrednosti temperature i najveće dnevno temperaturno kolebanje, a površina potravljenog zemljišta ima najmanje vrednosti i najmanje kolebanje.

Dnevna amplituda temperature. — Kao dnevna amplituda temperature zemljišta smatra se razlika između najviše i najniže temperature u toku 24 časa.

Dnevna amplituda na površini zemljišta zavisi od: geografske širine, nadmorske visine, godišnjeg doba, fizičkih osobina zemljišta, boje zemljišta, ekspozicije mesta, pokrivenosti zemljišta vegetacijom ili snegom i oblačnosti.

Geografska širina. — Što je viša geografska širina to je dnevna amplituda temperature na površini kopna manja. U tropskim predelima je po danu jako zagrevanje površine kopna, ali je i po noći jako hlađenje, pa je zato i veliko dnevno kolebanje temperature na površini kopna. Na višim geografskim širinama, zbog kosijeg padanja sunčevih zraka na zemlju i zbog dužeg puta zračnog snopa kroz vazduh, dnevno zagrevanje je manje a isto tako i noćno hlađenje je manje, pa će biti manja i dnevna amplituda temperature.

Nadmorska visina. — Ukoliko je nadmorska visina veća, utoliko će biti veće i dnevno kolebanje temperature na površini kopna. Jer, npr., na planinskim vrhovima intenzitet sunčevog zračenja je jači nego u dolinama i kotlinama (v. čl. 17), pa će se i površina zemljišta po danu jače zagrejati nego u dolinama. U toku noći na planinskim vrhovima površina kopna će se intenzivnije hladiti nego u dolinama, zbog ređeg vazduha i drugih činilaca. Zato je na planinskim vrhovima veće dnevno kolebanje temperature na površini zemljišta nego u dolinama i kotlinama. Posledica ovog povećanog temperaturnog kolebanja jeste oblik planinskih vrhova koji se sastoje iz krečnjaka. Taj oblik obično izgleda izkrzan, jer se po danu pri jakom zagrevanju krečnjak širi, a po noći pri jakom hlađenju skuplja, usled čega dolazi do prskanja i odronjavanja najviših stena na planinskim vrhovima.

Godišnje doba. — U toku leta je jače zagrevanje po danu i jače hlađenje po noći na površini kopna nego u toku zime. Zato će u toku leta biti i veće dnevno kolebanje temperature na površini kopna nego u toku zime.

Fizičke osobine zemljišta. — Od fizičkih osobina zemljišta dnevna amplituda zavisi na sledeći način: ukoliko je veća provodljivost toplote neke vrste zemljišta, utoliko će se njena toplota brže provoditi u dublje slojeve, i usled toga će dnevna amplituda temperature na površini biti manja i obratno. Tako, npr., granit, koji

ima dosta veliku provodljivost toplote ima u toku leta manju amplitudu temperature nego peščano zemljište, koje ima znatno manju provodljivost toplote, a čija je dnevna amplituda veća.

Boja zemljišta. — Ukoliko je zemljište tamnije, ono će u toku vedrog dana više da apsorbuje sunčeve zrake, pa će se više i zagrejati nego svetlija zemljišta. Ukoliko je po danu jače zagrevanje utoliko će po noći biti jače hlađenje. Usled toga je i dnevna amplituda temperature na površini tamnijeg zemljišta veća nego na površini svetlijih zemljišta.

Ekspozicija mesta. — Južne padine se u toku dana jače zagrevaju nego severne, a usled jačeg zagrevanja biće u toku noći i jače hlađenje na južnim padinama nego na severnim. Zato je na južnim padinama, pri vedrom i tihom vremenu, dnevna amplituda temperature na površini zemljišta veća nego na severnim padinama.

Pokrivenost zemljišta. — Zemljište može biti: pokriveno vegetacijom, snegom ili golo bez pokrivača. Ako je zemljište pokriveno vegetacijom, onda će njegova površina u toku dana manje da se zagreva, a u toku noći i manje da se hladi. Zato će na površini zemljišta koje je pokriveno vegetacijom biti manje dnevno kolebanje temperature, nego na golom zemljištu. To isto važi i za zemljište pod snežnim pokrivačem.

Oblačnost. — Oblaci štite zemljinu površinu danju od sunčevog zračenja a noću od jakog hlađenja. Prema tome, ukoliko je veća oblačnost u toku dana i noći utoliko će biti manja dnevna amplituda temperature na površini kopna.

TEMPERATURNI ODNOSI U DUBLJIM SLOJEVIMA ZEMLJIŠTA

Površina zemljišta, kao što je napred rečeno, u toku dana se najviše zagreje a u toku noći se i najviše ohladi. Što je veća dubina, to je po danu zagrevanje manje, a takođe je u toku noći i hlađenje manje nego na površini. Prema tome, temperatura zemljišta opada sa porastom dubine. Ovakvi odnosi su uglavnom po danu u toku leta, dok je u toku zime i po noći drugačije. U tablici 10. prikazane su temperature zemljišta na raznim dubinama u Beogradu (19).

Tablica 10. *Temperatura zemljišta na raznim dubinama u Beogradu kod Meteorološke* opservatorije 29. VII 1953. godine u 14 časova.

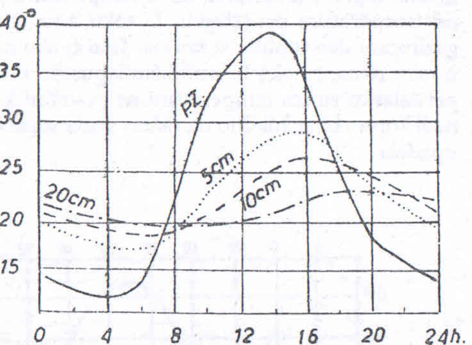
Dubina u cm	Temperatura u °C
2	50,8
5	44,5
10	33,6
20	27,8
30	26,2
50	24,8
100	23,1

Kao što se iz podataka vidi, na dubini od 20 cm temperatura je za 23° niža nego na 2 cm dubine. Temperatura je najbrže opadala u sloju između 5 i 10 cm dubine.

Rezultat ovakvog zagrevanja i hlađenja zemljišta jeste da je na površini zemljišta najveće dnevno kolebanje temperature, a da se ono smanjuje sa dubinom. Na slici 13. prikazani su dnevni tokovi temperature u zemljištu u Voronežu (18).

Na slici 13. vidi se kako se menja dnevna amplituda temperature zemljišta od površine prema dubljim slojevima u toku leta. Isto tako na slici se vidi kako ekstremi temperature zakašnjavaju sa dubinom. U jednom zimskom danu temperaturne krive bi imale drugačiji oblik, što zavisi od raznih uslova, na prvom mestu od stanja zemljišta, zatim da li je zemljište pokriveno snežnim pokrivačem ili ne, kao i još nekih drugih činilaca.

U tablici 11. prikazano je opadanje dnevne amplitude temperature zemljišta sa dubinom i zakašnjavanje momenata vremena kada su na pojedinim dubinama bile maksimalne i minimalne temperature (18).



Slika 13. Dnevni tokovi temperature na površini zemljišta i raznim dubinama avgusta 1934. godine u Voronežu, prema S. I. Kostinu.

Tablica 11. *Dnevno kolebanje temperature zemljišta u Pavlovsku u srednjim godišnjim vrednostima — prema S. I. Kostinu, 1955.*

Dubina u cm	Amplituda u °C	Vreme u časovima nastupanja	
		maksimuma	minimuma
Na površini	14,1	13,2	3,4
20	2,7	18,2	8,1
40	1,0	23,7	12,8
80	0,2	7,0	19,0

Veličina amplitude i dubina do koje se oseti dnevno kolebanje temperature veoma mnogo zavise od toplotnih osobina zemljišta i od različitih vrsta zemljišta, kao i od geografskih uslova. Kada se sve uzme u obzir, može se smatrati da dubina do koje se oseti dnevno kolebanje temperature iznosi prosečno od 35 do 100 cm. Zakašnjavanje maksimalnih i minimalnih temperatura sa dubinom iznosi prosečno 2,0 do 3,0 časa na svakih 10 cm dubine (1).

2. Godišnji tok temperature kopna. — Gornji sloj kopna do oko 60 cm dubine, u kome može biti dnevnih promena temperature, od prolećnje ravnodnevice pa nadalje ne izdaje svu toplotu radijacijom. Izvestan deo toplote svakog dana ostaje kao neka zaliha u zemlji. I svakog narednog dana zadržava se u zemlji sve više i više toplote. Iz tog razloga se u ovome sloju temperatura zemljišta povišava, a nagomilana toplota provodi prema većim dubinama. Površina kopna se sve više zagreva i maksimum temperature dostigne se u umerenim geografskim širinama pred kraj meseca jula. Ovo, kao što vidimo, nastaje pet sedmica posle letnjeg solsticijuma. Mada kulminaciona visina sunca počne opadati još od letnjeg solsticijuma, a sa njom i insolacija, ipak je insolacija veća od radijacije i temperatura raste. Krajem jula insolacija se izjednačava sa radijacijom i temperatura na površini kopna ima maksimalnu vrednost.

Od tog vremena kulminaciona visina sunca se sve više smanjuje a takođe se snižava i temperatura na površini kopna, jer radijacija nadjačava insolaciju. Najniža kulminaciona visina sunca, tj. zimski solsticijum je 22. decembra, ali onda nije minimum temperature na površini zemljišta. Taj minimum nastupi u januaru i to pet sedmica posle zimskog solsticijuma. Dakle, događaju se slične promene kao u toku dana, samo što su trajanja perioda različita.

Prema dubljim slojevima kopna događaju se u toku godine slične promene, kao što su promene u toku dana. Samo što je ovde drugi period. Dubina, do koje postoji godišnje kolebanje temperature može se odrediti matematičkim putem. Prema *Furierovom* zakonu, odnos dubina na kojima prestaje godišnje kolebanje temperature zemljišta ravan je odnosu kvadratnih korena iz dužina perioda, tj.:

$$\frac{h_1}{h} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T}}, \tag{33}$$

gde su h_1 i h-dubine, a T_1 i T-dužine perioda. Ako se za dužine perioda uzmu dan ($T_1 = 1$ dan) i godina ($T = 365$ dana), onda je, prema gornjoj jednačini,

$$\frac{h_1}{h} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19,1}. \tag{34}$$

Prema ovoj jednačini izlazi: ako se u toku dana kolebanje temperature oseti do 1 metra, onda će se u toku godine osetiti do dubine od 19 metara. Ovo se dobro slaže sa stvarnim podacima u Beogradu. Npr., približno kolebanje temperature u toku dana u beogradskom zemljištu oseti se do oko 65 cm dubine, a u toku godine do oko 13,5 metara. Odnos između 65cm i 1350cm približno je jednak odnosu između 1 i 19 metara, prema Furierovom zakonu.

Raspodela temperature zemljišta u toku godine sa dubinom mogla bi se ovako definisati:

Leti se temperatura zemljišta smanjuje sa dubinom a zimi povećava. U toku proleća i jeseni ova raspodela je nešto drugačija. Npr., u toku jeseni se na nekoj dubini nalazi najtopliji sloj zemljišta od koga temperatura opada i ka površini i ka dubljim slojevima. Međutim, u toku proleća se na nekoj dubini nalazi najhaldniji sloj od koga se temperatura povećava, kako prema površini tako i prema dubljim slojevima.

U tablici 12. prikazani su temperaturni odnosi zemljišta do 30 cm dubine u Kikindi i Novom Sadu — na Rimskim šančevima (19).

Tablica 12. *Srednje temperature zemljišta na raznim dubinama za period* 1953. – 1962. *godine*

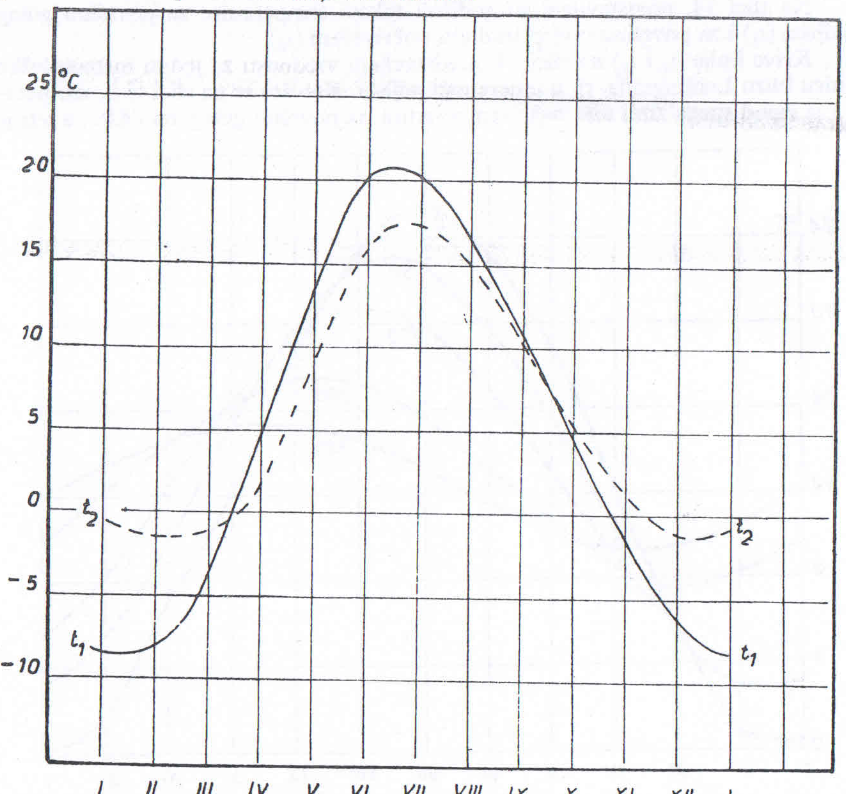
Dubina u cm	Kikinda				Novi Sad – Rimski Šančevi			
	zima	proleće	leto	jesen	zima	proleće	leto	jesen
2	1,0	11,6	23,8	12,3	1,7	11,9	24,2	13,0
5	1,0	11,3	23,3	12,4	1,7	11,6	23,8	13,0
10	1,3	11,0	22,7	12,5	2,0	11,4	23,4	13,1
20	1,9	10,6	22,1	13,0	2,4	10,9	22,8	13,5
30	2,4	10,1	21,5	13,4	3,1	10,7	22,2	14,0

Kao što se iz tablice 12. vidi, temperatura zemljišta u Kikindi i na Rimskim šančevima raste sa dubinom u toku jeseni i zime, a opada u toku proleća i leta.

Slučaj kada temperatura zemljišta opada sa dubinom naziva se **insolacioni tip**, a slučaj kada temperatura raste sa dubinom naziva se **radijacioni tip**. Površina zemljišta pri insolacionom tipu, u toku izvesnog vremenskog intervala, više apsorbuje a manje ispušta toplote, dok je pri radijacionom tipu obrnuto. Zato je obično insolacioni tip danju i leti, a radijacioni zimi i noću (1).

Sloj zemljišta od površine do dubine do koje se oseća dnevno ili godišnje kolebanje temperature obično se naziva **aktivni sloj zemljišta**. Na donjoj granici aktivnog sloja zemljišta, do koje se oseća godišnje kolebanje temperature, postoji sloj koji se naziva **sloj stalne godišnje temperature** (1). Dublje od ovog sloja temperatura sa dubinom raste prema geotermičkom stupnju (v. čl. 10).

Godišnja amplituda temperature zemljišta. — To je, u stvari, razlika između srednjih mesečnih temperatura najtoplijeg i najhladnijeg meseca u godini. Godišnja amplituda temperature može se uzeti između najtoplijeg i najhladnijeg dana u godini, kao i između apsolutne maksimalne i apsolutne minimalne temperature u toku jedne godine. Ova razlika se određuje za svaki dubinski sloj zemljišta posebno. Godišnja amplituda temperature zemljišta zavisi od: geografske širine mesta, nadmorske visine, ekspozicije mesta, fizičkih osobina zemljišta, prirodnog pokrivača iznad površine zemlje i oblačnosti.



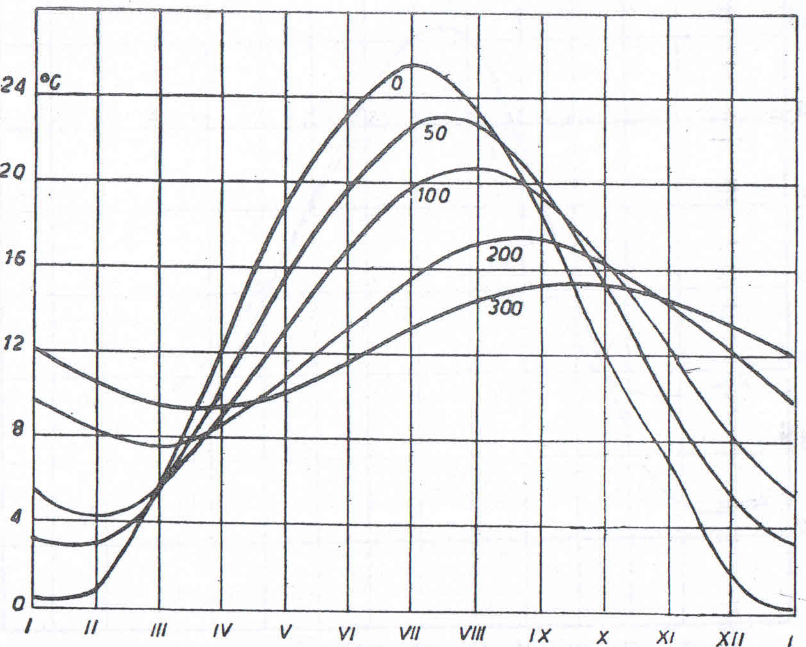
Slika 14. Godišnji tokovi temperature na površini golog zemljišta (t_1) i na površini zemljišta pod biljnim pokrivačem leti i snežnim pokrivačem zimi (t_2), prema Maljčenku.

Godišnje kolebanje temperature kopna povećava se sa porastom geografske širine, tj. u oblasti ekvatora godišnje kolebanje temperature je manje nego na višim geografskim širinama (recimo u našim predelima). Sa porastom nadmorske visine raste i godišnje kolebanje temperature zemljišta; ovo se događa iz istih razloga o kojima je bilo reči kod porasta dnevnog kolebanja temperature zemljišta. Na južnim ekspozicijama godišnje kolebanje temperature veće je nego na severnim. Veća oblačnost u toku godine smanjuje godišnje kolebanje temperature zemljišta. Fizičke osobine zemljišta utiču na godišnje kolebanje temperature na isti način kao što utiču i na dnevno kolebanje.

Prirodni pokrivač (vegetacija ili sneg) ima veliki uticaj na veličinu godišnje amplitude temperature. Najveća amplituda je na površini golog zemljišta, a ako je zemljište pokriveno vegetacijom ili snegom amplituda se smanjuje, što zavisi od vrste i gustine vegetacije, odnosno od debljine i gustine snežnog pokrivača. Što je gušći biljni pokrivač i što je veća visina snežnog pokrivača, to je manja i godišnja amplituda temperature na površini kopna ispod biljnog pokrivača, odnosno ispod snežnog pokrivača. Sa povećanjem gustine snega povećava se i njegova provodljivost toplote, odnosno smanjuje se njegovo zaštitino dejstvo, a usled toga se povećava godišnje kolebanje temperature na površini kopna.

Na slici 14. predstavljeni su godišnji tokovi temperature za površinu golog zemljišta (t_1) i za površinu pod prirodnim pokrivačem (t_2).

Krive linije (t_1 i t_2) na slici 14. predstavljaju vrednosti za jednu meteorološku stanicu blizu Lenjingrada, tj. u umerenom pojasu. Kao što se na slici vidi, temperatura je ispod snega zimi viša nego temperatura na površini golog zemljišta, a leti je



Slika 15. Godišnji tokovi temperature zemljišta na raznim dubinama u Beogradu — Meteorološka opservatorija — za period 1927. — 1940.

ispod vegetacije temperatura niža nego na površini golog zemljišta. Godišnje temperaturne krive t_1 i t_2 imaju po jedan maksimum i po jedan minimum temperature. Međutim, godišnji tok temperature ima složeniji oblik u tropskim predelima, što zavisi od kišnih i sušnih perioda koji tamo postoje (v. čl. 66).

Godišnja amplituda temperature zemljišta smanjuje se sa porastom dubine. Maksimalne i minimalne temperature u dubljim slojevima javljaju se kasnije nego na površini zemljišta. Kao primer navode se podaci Meteorološke opservatorije za Beograd (20). Srednje vrednosti godišnje amplitude temperature na površini zemljišta i u dubljim slojevima za period 1927 — 1940. godine bile su:

Dubina u cm	0	10	30	50	100	200	300
Amplituda u °C	25,5	24,7	21,0	20,0	16,3	9,7	5,8

Kao što se iz ovih podataka vidi, godišnje kolebanje temperature smanjuje se za 19,7° od površine do 300 cm dubine. Ovde se radi o golom zemljištu. Godišnji tokovi temperature na površini golog zemljišta i u dubljim slojevima (do 300 cm) u Beogradu, prema Dobriloviću (20), prikazani su na slici 15.

Prema temperaturnim krivim linijama na slici 15, se vidi da godišnja amplituda temperature opada sa dubinom i da maksimalne i minimalne temperature u toku godine nastupaju kasnije ukoliko je dubina veća. Tako, npr., maksimum temperature na površini bio je u julu a na 300 cm dubine u oktobru; minimum temperature na površini bio je u januaru a na 300 cm dubine u aprilu.

Zakašnjavanje vremena kada nastupaju maksimalne i minimalne temperature zemljišta sa dubinom iznosi u srednjoj vrednosti oko 20 do 30 dana na svaki metar dubine (18).

27. GODIŠNJI BILANS TOPLOTE U KOPNU

Izvesna količina toplote se magazinira u toku letnje polovine godine u kopnu, a ta ista količina toplote vraća se radijacijom iz zemljišta u vazduh u toku zimske polovine godine. Ta količina toplote koja se magazinira u letnjoj polovini godine a izluči u toku zimske polovine naziva se bilans toplote u kopnu, odnosno zemljištu. Da bi prosečna temperatura na zemljinoj površini u srednjoj godišnjoj vrednosti — ostala ista, mora u toku prosečne godine sva primljena količina toplote insolacijom biti izdata efektivnim izračivanjem.

Bilans toplote naziva se još i promet toplote u toku godine. Bilans ili promet toplote u toku godine određuje se na sledeći način:

Odredi se prvo dubina do koje se oseća godišnje kolebanje temperature u zemljištu. Ovo se može odrediti merenjem temperature zemljišta na svakom metru dubine, počevši od površine zemljišta.

Izračunaju se prosečne mesečne temperature za sloj zemljišta od njegove površine do dubine dokle se oseti godišnje kolebanje temperature.

Uzmu se srednje mesečne temperature najtoplijeg i najhladnijeg meseca u godini i odredi razlika između ovih vrednosti, koja se obično obeležava sa Δt. Ukoliko je ova razlika temperature veća utoliko će biti veći i godišnji promet toplote.

Primer: Dubina do koje se oseća godišnje kolebanje temperature u beogradskom zemljištu iznosi oko 14 metara. Prema prosečnim temperaturama, merenim do te dubine na 15 mesta, tj. u slojevima na rastojanju od po 1 metar, najniža prosečna temperatura bila je u februaru a najviša u avgustu. Srednja temperatura zem-

ljišta u sloju do 14 metara dubine bila je 11,2° u februaru a 14,7° u avgustu. Razlika u temperaturi ovih ekstremnih meseci iznosi: 14,7 — 11,2 = 3,5°. Toplotni bilans Q može se izračunati prema jednačini (30) koja ima oblik:

$$Q = c \cdot M \cdot \Delta t, \qquad (35)$$

u kojoj je c — zapreminska specifična toplota zemljišta u Beogradu, M — masa zemljišta u kojoj je toplota Q — magazinirana i Δt — razlika srednjih mesečnih temperatura između avgusta i februara. Zapreminska specifična toplota beogradskog zemljišta je oko 2,09 J/cm^3. Pošto je uzeta zapreminska specifična toplota, to će umesto mase M da se uzme zapremina stuba zemlje čiji je poprečni presek 1 cm^2 a dubina 14 metara, odnosno 1400 cm. Prema tome toplotni bilans biće:

$$Q = 2{,}09 \cdot 1400 \cdot 3{,}5 = 10241 \text{ J/cm}^2. \qquad (36)$$

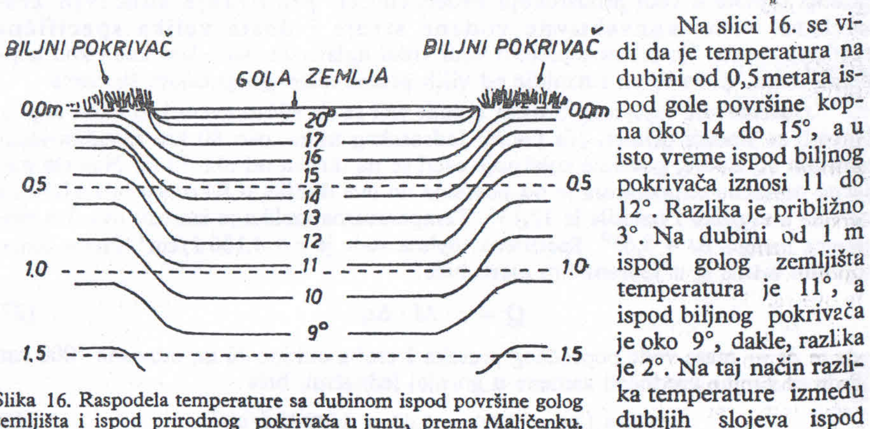
To znači da će od ukupne količine toplote koju u toku letnje polovine godine dobije jedan cm^{2}kopna biti magazinirano 10241 J/cm^2. Ova toplota biće raspoređena na masu kopna čiji je poprečni presek 1 cm^2 a dubina 1400 cm. U zimskoj polovini godine ista ta količina toplote biće otpuštena efektivnom radijacijom. I ovde je reč o prosečnoj godini a ne o pojedinim godinama.

Godišnji bilans toplote je uglavnom veći na višim geografskim širinama. Najmanji je bilans toplote u oblasti ekvatora, zato što je tamo temperaturna razlika (Δt) dosta mala.

O godišnjem bilansu toplote u kopnu moglo bi se uglavnom reći: da se kopno brzo i jako zagreva, ali se isto tako brzo i jako hladi. Ovo se naročito odnosi na površinski sloj kopna, koji se odlikuje velikim godišnjim kolebanjem temperature.

28. UTICAJ PRIRODNOG POKRIVAČA NA POVRŠINI KOPNA NA PROMENU TEMPERATURE SA DUBINOM

Na slikama 16. i 17. prikazani su primeri raspodele temperature sa dubinom za mesec jun i februar, i to za golu površinu kopna i za površinu pod prirodnim pokrivačem.

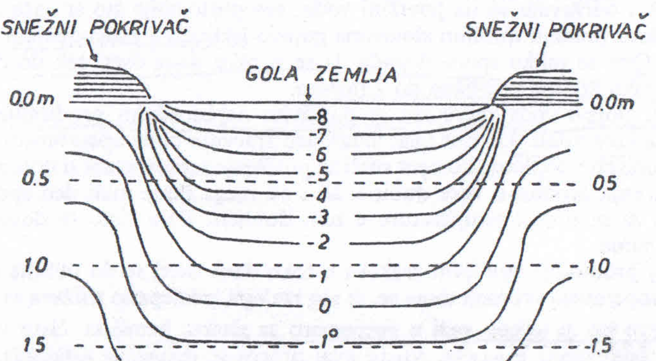


Slika 16. Raspodela temperature sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod prirodnog pokrivača u junu, prema Maljčenku.

Na slici 16. se vidi da je temperatura na dubini od 0,5metara ispod gole površine kopna oko 14 do 15°, a u isto vreme ispod biljnog pokrivača iznosi 11 do 12°. Razlika je približno 3°. Na dubini od 1 m ispod golog zemljišta temperatura je 11°, a ispod biljnog pokrivača je oko 9°, dakle, razlika je 2°. Na taj način razlika temperature između dubljih slojeva ispod

gole površine zemljišta i slojeva ispod površine pokrivene biljnim pokrivačem smanjuje se sa dubinom.

U zimskim mesecima (sl. 17) temperatura je na istim dubinama pod snežnim pokrivačem viša od temperature ispod golog zemljišta. Na dubini od 0,5 metara



Slika 17. Raspodela temperature sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod površine pod snežnim pokrivačem u februaru, prema Maljčenku.

temperatura je u februaru ispod površine golog zemljišta približno —4,5°, a pod snežnim pokrivačem 0,5°. Na dubini od 1 m temperature su bile pod golim zemljištem —1,0°, a pod snežnim pokrivačem 2,0°. Dok je razlika temperature na 0,5 m dubine između zemljišta pod snegom i zemljišta bez ikakvog pokrivača, bila 5,0°, ta razlika na dubini od 1,0 m iznosila je 3,0°. Prema tome, i ovde se temperaturna razlika smanjuje sa dubinom. To znači da se uticaj pokrivača površine kopna na temperaturu dubljih slojeva smanjuje sa dubinom i temperature se izjednačavaju.

Na kojoj dubini će se temperature izjednačiti zavisi od visine i gustine biljnog, odnosno snežnog pokrivača. Ukoliko su gustina i visina vegetacije veći utoliko će se temperature izjednačiti na većoj dubini. Što se tiče snežnog pokrivača, njegov uticaj je sledeći: što je veća visina snega izjednačenje temperatura biće na većoj dubini, ali što je veća gustina snega to će se temperature izjednačiti na manjoj dubini.

29. ZAGREVANJE I HLAĐENJE VODE

Vodene mase imaju sasvim drugačije fizičke osobine od kopnenih koje utiču na zagrevanje vode. Kao što su pokazala osmatranja, pri visini sunca od 20 do 30° vodena površina reflektuje oko 10 % sunčevog zračenja koje na nju pada. Za male visine sunca (oko 5°) bude reflektovano oko 45 % zračne: energije. Taj reflektovani deo sunčevog zračenja ne učestvuje u zagrevanju vodenih masa.

Voda je donekle dijatermna i propušta sunčeve zrake do većih dubina. Ali pri prolazu kroz vodu sunčevi zraci bivaju ipak apsorbovani i oslabljeni, tako da do većih dubina dolaze sve slabiji, dok se najzad ne istroše sasvim. Usled ovakvog apsorbovanja sunčevih zrakova voda se zagreva, ali se jedan deo te toplote upotrebi na isparavanje sa vodene površine, a samim tim oslabljeno je zagrevanje vodene površine.

Najveće razlike, u pogledu zagrevanja, između vode i kopna su te što vodene čestice nisu vezane za mesto i što voda ima veću specifičnu toplotu od kopna, te se zato manje zagreje i manje rashladi nego kopno.

Vodena površina apsorbuje izvestan deo zračne energije, koja se pri tome preobrazi u toplotu i zagreje čestice vode na površini. Ove zagrejane čestice postaju specifično lakše i održavaju se na površini vode, sve postojanije što su jače zagrejane, a svoju toplotu predaju dubljim slojevima gotovo isključivo provođenjem sa čestice na česticu. Ovo se toliko sporo događa da se u toku dana oseti tek do dubine od 40 cm, a u toku godine približno do 7 metara.

Dublji slojevi vode zagrevaju se poglavito neposrednim prodiranjem sunčevog zračenja kroz vodu. Uz put ipak jedan deo zračenja bude apsorbovan u svakom sloju i preobražen u toplotu, što opet služi za povišenje temperature u dotičnom sloju. Ostatak zračenja prodire u veće dubine, ali i od njega bude mali deo apsorbovan i upotrebljen za povišenje temperature u tom dubljem sloju. Isto se događa prema većim dubinama.

Uticaj prodiranja sunčevih zrakova u toku dana oseti se do dubine od oko 20 metara. Temperatura vodenih masa se, iz tog razloga, postepeno snižava sa dubinom.

Ovo sve što je rečeno važi u potpunosti za slatku, hemijski čistu vodu. Međutim, pri zagrevanju morske vode ovaj proces se drugačije odigrava, zbog sadržaja soli u njoj. Kada počne zagrevanje morske površine, nastane uporedo i isparavanje vode sa površine. Pri isparavanju vode ostaje so, koja se koncentriše u zagrejanom površinskom sloju i tada voda u ovom sloju postaje gušća, odnosno specifično teža, te usled toga mora da tone u dubinu. Ona tone do one dubine na kojoj je voda iste gustine, ali sa nižom temperaturom. Neposredno dublji sloj vode izdigne se na površinu na mesto potonulog sloja vode, ali ovaj izdignuti sloj vode je nešto hladniji. Novouzdignuti sloj vode na površini se zagreva, ali se docnije sa njim zbiva isto, tj. i on mora da tone dole. Na taj način se razvijaju konvektivne vodene struje i temperatura se, usled njih, počne izjednačavati u celom sloju morske vode.

Hlađenje vode je još složenije prirode nego zagrevanje. Voda se na površini počne intenzivno hladiti čim sunce zađe i prestane insolacija. Ali se pri hlađenju specifična težina vode povećava i rashlađeni površinski sloj se spušta u dubinu, dok ne naiđe na sloj vode iste specifične težine, ali i iste temperature. Na mesto ovog sloja uzdigne se do površine neposredno dublji, i nešto topliji sloj vode. Kada se ovaj dovoljno rashladi, spustiće se opet do određene dubine, usled povećane specifične težine, a na njegovo mesto uzdigne se neposredno dublji sloj vode sa nešto višom temperaturom. To se tako događa sve do idućeg sunčevog izlaska.

Kao što se vidi, u vodi su, za vreme noći, razvijene konvektivne vodene struje. One dopiru do veće dubine ukoliko je jače i duže trajalo hlađenje vodene površine, a usled toga se temperatura izjednačuje sve do veće dubine.

Glavni činilac pri hlađenju vodenih masa su takođe konvektivne struje. Pored konvekcije, na hlađenje utiče još i advekcija, tj. manje-više horizontalno strujanje, koje donosi rashlađenu vodu od obala prema središnim delovima.

30. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI TEMPERATURE VODE

Voda se, zbog svojih osobina, u toku dana i godine sporo i slabo zagreva, a, isto tako, sporo i slabo hladi. Zato su temperaturna kolebanja na vodenim površinama manja nego na istim geografskim širinama kopna. Međutim, kolebanje temperature u vodi oseti se do veće dubine nego u kopnu, kako u toku dana tako i u toku godine.

Uzrok ovome je prodiranje sunčevih zraka kroz vodene mase do većih dubina, a takođe i konvektivne struje koje se kod morske vode obrazuju i pri zagrevanju i pri hlađenju, a kod slatke vode samo pri hlađenju.

1. Dnevni tok temperature vode. — Minimum temperature na vodenoj površini je u zoru pred izlazak sunca, kada su konvektivne struje najizrazitije, a maksimum oko 15 do 16 časova, tj. oko 2 do 3 časa kasnije nego na površini kopna.

Dnevna amplituda temperature na vodenim površinama nije velika; na jezerima je oko 2°, a na okeanskoj pučini još manja, svega oko 0,4°. Sa dubinom dnevno kolebanje temperature se smanjuje postepeno, i u jezerima prestaje na dubini od oko 10 — 12 metara, a u morima i okeanima na dubini od oko 25 metara.

2. Godišnji tok temperature vode. — Godišnji tok temperature vode zavisi mnogo od konvektivnih struja u vodi koje se prostiru do velikih dubina. Rashlađene čestice sa površine spuštaju se u dubinu, gde se stalno dodiruju i mešaju sa okolnim toplijim česticama, što dovodi do sve većeg izjednačenja postojećih razlika u temperaturi površinskih i dubljih slojeva vode.

Površine vodenih masa odlikuju se znatnim zadocnjavanjem pojave ekstremnih temperatura posle zimskog i letnjeg solsticijuma, više nego kod kopna. Minimum temperature na vodenim površinama je, u našim krajevima, u februaru a ponekad u martu, dakle, oko dva i po meseca kasnije od zimskog solsticijuma. Maksimum temperature je polovinom avgusta i kasnije, a ponekada početkom septembra.

Godišnja amplituda temperature vode smanjuje se sa povećavanjem dubine, i to se naročito brzo smanjuje u najgornjim vodenim slojevima. Merenja su vršena na Jadranskom moru (oko 80 km zapadno-jugozapadno od Zadra) do dubine od 70 metara i ustanovljeno je da se do ove dubine oseća godišnje kolebanje temperature.

Godišnje kolebanje temperature na površini Jadranskog mora je nešto veće od 10°. Tako veliko kolebanje je karakteristično za zatvorena mora, koja nisu u neposrednoj vezi sa okeanom. Jezera imaju na svojoj površini skoro isto godišnje kolebanje temperature kao i zatvorena mora.

31. GODIŠNJI BILANS TOPLOTE U VODI

Godišnji bilans toplote u vodi je vrlo veliki u odnosu na kopno. Ovaj veliki promet toplote u vodi prouzrokuju sledeći činioci: prodiranje sunčevih zraka kroz vodu, konvektivne vodene struje i dosta velika specifična toplota vode. Za bilans toplote u vodi vredi uglavnom isti zakon kao i kod kopnenih masa, tj. da se on smanjuje od viših prema nižim geografskim širinama.

Određivanje toplotnog bilansa u vodi vrši se na sličan način kao i kod kopna. Navodi se sledeći primer. Na pučini Jadranskog mora, oko 80 km zapadno-jugozapadno od Zadra, godišnje kolebanje oseti se na dubini od oko 70 m. Najniža mesečna prosečna temperatura je od površine do ove dubine u februaru bila 11,50°, a najviša u avgustu i iznosila je 17,13°. Temperaturna razlika je između ova dva ekstremna meseca $\Delta t = 5{,}63^0$. Specifična toplota vode je $c = 4{,}186\ J/cm^3$. Prema tome, toplotni bilans Q u Jadranskom moru biće:

$$Q = c \cdot M \cdot \Delta t, \tag{37}$$

gde je M — masa vode poprečnog preseka 1 cm² a dubine 70 m, odnosno 7000 cm. Kada se brojne vrednosti zamene u gornjoj jednačini, biće:

$$Q = 4{,}186 \times 7000 \times 5{,}63 = 164970\ J/cm^2. \tag{38}$$

Ako se godišnji bilans toplote u vodi Jadranskog mora (164970 J/cm^2) uporedi sa godišnjim bilansom toplote u Beogradu (10241 J/cm^2) vidi se da je bilans u vodi Jadrana oko 16 puta veći nego u beogradskom zemljištu. Znači, u letnjoj polovini godine u vodenom stubu poprečnog preseka 1 cm^2 a dubine 7000 cm magazinira se 16 puta više toplotne energije nego u stubu zemljišta takođe preseka 1 cm^2 a dubine 1400 cm. Ova velika magazinirana toplota u vodi Jadranskog mora troši se u zimskoj polovini godine na zagrevanje vode, a od površine vode i na zagrevanje vazduha iznad vode, i utroši se cela do kraja zime.

O prometu toplote u vodenim masama može se reći: da se sporo i slabo zagrevaju, ali nagomilavaju toplotu, koju sporo i slabo otpuštaju u toku noći i u toku zimske polovine godine.

32. ZAGREVANJE I HLAĐENJE VAZDUHA

Zagrevanje i hlađenje vazduha vrši se uglavnom od zemljine površine. Iz tog razloga promena temperature vazduha zavisi od temperaturnih promena podloge iznad koje se vazduh nalazi. Ipak procesi zagrevanja i hlađenja vazduha su složeniji nego što je to slučaj kod kopna ili vode. Da bi se ovo moglo objasniti, potrebno je da se iznesu neke fizičke osobine vazduha, koje utiču na njegovo zagrevanje. Te osobine su sledeće:

1. Čist i suv vazduh je u nižim slojevima skoro potpuno dijaterman, tj. propušta sunčeve zrake, a pri tome se skoro nimalo ne zagreje.

2. Vazduh je, kao što je već izneto, vrlo loš provodnik toplote, tako da se toplota u vazduhu provođenjem veoma sporo rasprostranjuje.

3. Vazdušne čestice su pokretne i one se dosta brzo kreću i mešaju, te im se tako temperaturne razlike izjednačavaju.

Prema tome, vazduh se dosta sporo zagreva i hladi, iako ima malu specifičnu toplotu (1,00 J/g pri konstantnom pritisku i 0,71 J/g pri konstantnoj zapremini), znatno manju od težinske specifične toplote vode, a takođe i raznih stena i raznih vrsta zemlje.

Zagrevanje vazduha od podloge vrši se na sledeće načine:

1. sporim molekularnim provođenjem toplote od podloge sa čestice na česticu vazduha pošto je vazduh loš provodnik toplote, zagrevanje na ovaj način oseti se samo nekoliko milimetara (4);
2. neposrednim prolaskom tamnih dugotalasnih zrakova kroz vazduh, koje zemlja otpušta kao toplotne zrake, a koje vazduh apsorbuje i zagreva se;
3. konvektivnim strujanjem vazdušnih masa;
4. turbulentnim kretanjem vazdušnih masa;
5. advektivnim kretanjem vazdušnih masa;
6. isparavanjem vode sa zemljine površine.

Konvektivna strujanja vazduha vrše se na sledeći način:

U toku dana, kada insolacija nadvlada radijaciju, toplota sa zemljine površine prelazi neposredno molekularnim provođenjem na sloj vazduha koji leži iznad same zemlje. Što je jače zagrevanje zemljine površine, to će i zagrevanje najnižeg sloja vazduha biti jače. Usled toga, gustina vazduha postaje manja, odnosno specifična težina vazduha se smanjuje sa porastom temperature. Drugim rečima, ukoliko se vazduh na nekom mestu više zagreva on postaje lakši od vazduha iznad njega i zato se mora uzdizati uvis. Uzdižući vazduh nosi sa sobom i toplotu dobivenu od zemljine površine.

Na mesto uzdižućeg toplog vazduha spušta se odozgo hladniji i gušći vazduh ka zemlji, koji se na zemlji takođe zagreva i ponovo uzdiže. Usled ovakvih procesa obrazuju se konvektivne struje, koje prenose toplotu od zemljine površine u atmosferu.

Sem ovih vazdušnih struja, koje se uzdižu ili spuštaju usled ovakvih procesa, postoje još i druge vazdušne struje koje takođe učestvuju u razmeni toplote između zemljine površine i vazduha. Zbog nejednakog sastava i oblika zemlje, zagrevanje pojedinih delova zemljine površine, koji se nalaze neposredno jedan pored drugog, biće različito. Tako, npr., peščana obala reke zagreva se više nego vodena površina. Gola zemlja, bez biljnog pokrivača, zagreva se brže nego zemlja pod biljnim pokrivačem. Južne padine zagrevaju se više nego severne. Zidovi kuća u gradovima, koji se nalaze sa južne strane, takođe se zagrevaju više nego zidovi sa severa, koji su u senci. Ovo isto važi i za ulice i razne popločane i asfaltirane pijace i trgove. Zbog svega toga obrazuju se slabe vazdušne struje vertikalnog smera, koje prenose toplotu od toplijih ka hladnijim mestima u vertikalnom smeru.

Turbuletna strujanja u vazduhu mogu imati dinamički i termički karakter. Dinamička turbulencija nastaje kada vazduh pri horizontalnom strujanju nailazi na razne prepreke (drveće, kuće, brežuljke, ispresecano zemljište, itd.) od kojih je primoran da se uzdiže ili spušta. Tada se stvaraju izvesni vihori, bilo oko horizontalne ili vertikalne osovine, u kojima se vazduh meša i toplota izjednačava. Iznad vodenih površina i u ravnicama zemljišta bez vegetacije dinamička turbulencija je slaba. Ukoliko je horizontalno strujanje vazduha jače utoliko je i dinamička turbulencija veća.

Termička turbulencija nastaje usled nejednakog zagrevanja pojedinih mesta na zemlji, koja se nalaze jedna blizu drugih, iznad kojih je tada i vazduh različito zagrejan. Uzrok za ovako nejednako zagrevanje je usled različitog karaktera zemljišta i njegovog oblika. Tamo gde je zemljište više zagrejano vazduh se uzdiže uvis i spušta se ka zemlji na mestima gde je manje zagrejano. Tako se često obrazuju mali vihori, koji učestvuju u prenošenju toplote. Termička turbulencija je jako izražena leti u toku dana.

Advektivna kretanja vazdušnih masa, u stvari, predstavljaju v e t a r pri zemlji ili na visini, i o njima će biti reči kasnije u članu 71. Ova advektivna strujanja imaju obično smer u prizemlju od mesta koje je hladnije ka mestu koje je toplije. Vazduh se meša pri horizontalnom kretanju i tako se temperatura izjednačava.

Isparavanje vode sa zemljine površine i biljaka utiče na zagrevanje vazduha na sledeći način: Pri isparavanju troši se izvesna količina toplote, ali samo prividno, jer to je tzv. latentna toplota koja se u istom iznosu oslobodi pri kondenzaciji ili sublimaciji vodene pare u vazduhu. Tako se događa da vodena para, koja se uzdiže uvis, nosi sobom i tu skrivenu toplotu, i pri kondenzaciji i oslobađanju te toplote vazduh se na visini zagreva.

Količina toplote koju zemlja izlučuje radijacijom menja se u zavisnosti od raznih činilaca: od dužine dana i noći, od godišnjeg doba, od reljefa i karaktera mesta, od geografske širine, od nadmorske visine i od oblačnosti. Prema tome, i zagrevanje vazduha biva različito.

Kada se sve ovo uzme u obzir, onda se može doći do zaključka da temperatura vazduha opada sa porastom visine u nižim slojevima iznad zemlje. Ovo se događa u toku dana, a naročito leti, kada je vreme tiho i vedro. To znači da je zemljina površina danju — naročito leti — toplija od prizemnog vazduha, jer tada insolacija nadvladava radijaciju.

U toku noći površina zemlje se postepeno hladi. Međutim, pošto su sada čestice prizemnog vazduha toplije od zemljine površine, to će one svoju toplotu provoditi ka rashlađenoj površini zemlje. Ali kako je toplotna provodljivost vazduha znatno manja od provodljivosti sastavnih delova zemlje, taj uticaj hlađenja osetiće se samo do visine od oko 3 — 4 metra.

Sem provođenja toplote od prizemnog vazduha ka zemlji, vrši se još i zračenje toplote od prizemnih vazdušnih čestica prema rashlađenom kopnu. Ali kako vazduh ima vrlo malu specifičnu toplotu, to se on dosta rashladi a površina hladne zemlje ne zagreje skoro ništa, jer su količine toplote koje vazduh otpusti male.

Usled toga što se vazduh u prizemnom sloju dosta rashladi, vazdušni slojevi na većim visinama su topliji, a to znači da temperatura vazduha raste od zemljine površine prema visini. Ovo se događa noću — naročito zimi — kada je vreme tiho i vedro, pogotovo kada se iznad zemlje nalazi snežni pokrivač.

Prema tome, vazduh sleduje uglavnom svima promenama u toplotnom stanju površine zemlje, naročito u toku noći. Ipak u toku dana, pri jakom zagrevanju, vazdušne temperature se dosta razlikuju od temperature podloge. Ovo nastupa usled turbuletnih kretanja u najtoplijim časovima dana u prizemnom sloju vazduha.

33. DNEVNI TOK TEMPERATURE VAZDUHA

Temperatura vazduha predstavlja toplotno stanje vazduha u izvesnom momentu vremena. Ona je proporcionalna energiji toplotnog kretanja vazdušnih molekula, koji se kreću nepravilno u svim pravcima (15).

Temperatura vazduha meri se na 2 metra visine iznad zemljine površine u specijalnom termometarskom zaklonu, tako da su termometri zaklonjeni od direktnog sunčevog zračenja, a izloženi su slobodnom vazdušnom strujanju (v. čl. 94). Ukoliko je u pitanju neka druga temperatura ,kao npr. na 5 cm ili 100 cm iznad zemlje, onda se to mora uvek naglasiti.

Raspodela temperature vazduha je u prizemnom sloju ravnomernija u horizontalnom nego u vertikalnom pravcu. Prema tome, razmena toplote ostvaruje se u prizemnom sloju uglavnom u vertikalnom pravcu, dok se to u horizontalnom pravcu događa samo u pojedinačnim slučajevima, i to na granici između različitih vrsta podloge, kao što su npr. između šume i polja, vode i kopna, peskovitog zemljišta i černozema, itd. (21).

S obzirom da se kopnene i vodene površine različito zagrevaju a različito i hlade u toku dana, to će takođe biti različiti dnevni tokovi temperature vazduha iznad kopna i iznad vode.

1. Dnevni tok temperature vazduha iznad kopna. — Na dnevni tok temperature vazduha, takođe na prvom mestu, utiču dva faktora: insolacija i radijacija. Za sve vreme u toku dana, dokle nadvladava insolacija, temperatura u prizemnom sloju vazduha raste, a kada nadvladava radijacija, temperatura opada.

Prema tome, od izlaska sunca temperatura vazduha počinje da raste i u jednom trenutku dostigne svoj dnevni maksimum. U tom momentu je insolacija ravna radijaciji. Taj momenat se ne poklapa sa momentom najvišeg položaja sunca već 2 do 3 časa kasnije. Prema tome, maksimum temperature vazduha nije u isto vreme kad i maksimum temperature površine kopna, nego 1 do 2 sata kasnije. To znači da maksimum temperature vazduha bude oko 14 časova. Od tog momenta temperatura vazduha opada ne samo do sunčevog zalaska već i dalje preko noći. Minimum temperature vazduha nastupa u isto doba kada i minimum temperature na površini kopna, tj. pred izlazak sunca. Prema tome, dnevni tok temperature vazduha ima jedan maksimum oko 14 časova i jedan minimum pred sunčev izlazak.

Dnevna amplituda temperature vazduha iznad kopna. — Razlika između maksimalne i minimalne temperature vazduha u toku dana (24 časa) naziva se dnevnom amplitudom temperature vazduha.

Dnevna amplituda temperature vazduha zavisi od geografske širine, godišnjeg doba, vrste podloge, reljefa zemljišta, nadmorske visine, stepena naoblačenosti i prirodnog pokrivača zemljišta.

Ovi navedeni faktori utiču na dnevni tok temperature vazduha na sledeći način:

Geografska širina. — Što je viša geografska širina to je dnevna amplituda temperature vazduha manja, tj. ona se smanjuje od ekvatora prema polovima. Na nižim geografskim širinama zagrevanje u toku dana je veće, ali u toku noći je i hlađenje veće u odnosu na zagrevanje, te je stoga veće i dnevno kolebanje temperature.

Godišnje doba. — Dnevna amplituda temperature vazduha iznad kopna je manja zimi a veća leti. U srednjim geografskim širinama dnevna amplituda temperature iznosi u toku zime oko 2° do 4°, a leti oko 8° do 12°. Dnevna amplituda temperature vazduha u Beogradu kod Meteorološke opservatorije iznosi u januaru 3,4°, a u julu 8,8°, prema podacima za period 1948 — 1962. godina (22).

Vrsta podloge. — Dnevna amplituda u unutrašnjosti kopna, naročito u peščanim pustinjama, dosta je velika i iznosi oko 15° do 20°, a u pojedinim mestima i 30°. Iznad glinovitog zemljišta i černozema dnevna amplituda temperature vazduha je manja nego iznad peskovitog zemljišta.

Reljef zemljišta. — Reljef zemljišta može biti ravan, bregovit, brežuljkast i ispresecan. U prostranim ravnicama dnevna amplituda temperature vazduha je manje-više ista na dosta velikom prostranstvu. Međutim, u bregovitom (planinskom), brežuljkastom i ispresecanom terenu dnevna amplituda temperature vazduha je različita. Tako, npr., u dolinama i kotlinama dnevna amplituda temperature vazduha je veća nego na brdima, brežuljcima i padinama. Ovo nastupa zato što na vrhovima brda vazduh ima manju dodirnu površinu sa zemljom, koja se u toku dana zagreva a u toku noći hladi. Prema tome, vazduh se i u toku dana manje zagreva a u toku noći manje ohladi na bregovima nego u dolinama. Naročito se vazduh jako zagreva po danu a po noći hladi u dolinama koje su okružene brdima. Tu vazduh obično miruje i zagreva se u mestu. U toku noći dno doline se hladi a još brže se hlade padine, a hladniji gušći vazduh sa padina spušta se u dolinu.

U ispresecanom terenu, tj. u uskim dolinama i kotlinama sa strmim padinama, ne postoje naročiti uslovi za izazivanje veće amplitude temperature vazduha, kao što je slučaj kod širokih dolina sa blagim padinama okolo. Jer, strme padine u toku dana zaklanjaju doline od zagrevanja, a u toku noći otpuštena toplota ide samo ka malom delu nebeskog svoda.

Prema Goljcbergu (23), pod brežuljkastim reljefom podrazumeva se ispresecan reljef, gde je visinska razlika između vrhova i nizina manja ili ravna 150 m, a nagib zemljišta manji ili ravan 10°. U takvim slučajevima uticaj nadmorske visine i ekspozicije padina na izmenu dnevne amplitude temperature vazduha prevaziđene su oblikom reljefa.

Maksimalna razlika u termičkom režimu između ispupčenih i izdubljenih mesta brežuljkastog reljefa pojavljuje se u toku noći i u jutarnjim časovima, dok po danu ta razlika nije tako velika. Prema tome, veličina dnevne amplitude temperature

vazduha u brežuljkastom reljefu zavisi od raspodele minimalnih temperatura vazduha u raznim tačkama na izdignutim i izdubljenim zemljištima (23).

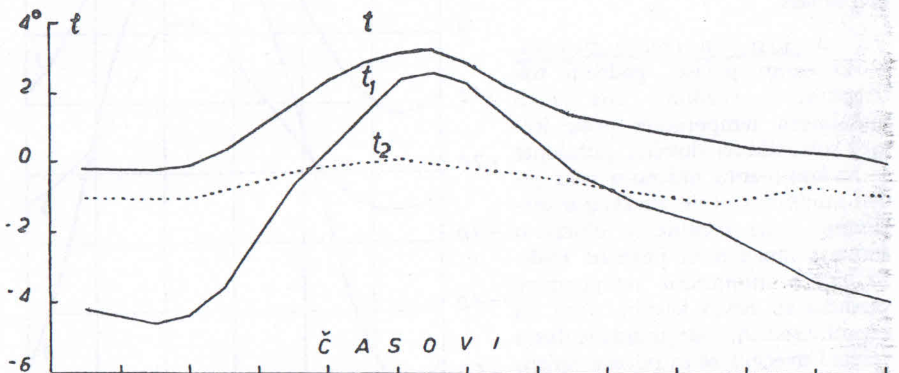
Nadmorska visina. — Dnevna amplituda temperature vazduha opada sa porastom nadmorske visine.

Stepen naoblačenosti. — Pri vedrim danima i noćima dnevna amplituda temperature vazduha je veća nego pri oblačnim. Ta nejednakost nastaje zato što oblačnost sprečava, kako insolaciju u toku dana tako i radijaciju u toku noći. Na primer, u Lenjingradu amplituda temperature vazduha u toku dana u maju, pri potpuno vedrom vremenu, iznosi 10,0° a pri potpuno oblačnom 3,4°. Dnevna amplituda temperature vazduha u Beogradu, pri potpuno vedrom vremenu, iznosi 12,1°, dok pri potpuno oblačnom vremenu iznosi 1,6°. Ovi podaci se takođe odnose na period 1948 — 1962. godine (22). Uticaj oblačnosti na dnevni tok temperature u Beogradu za januar i juli može se najbolje videti na slikama 18. i 19.

Prirodni pokrivač. — Biljni pokrivač, naročito šuma i močvarno zemljište, obično smanjuju dnevnu amplitudu temperature vazduha.

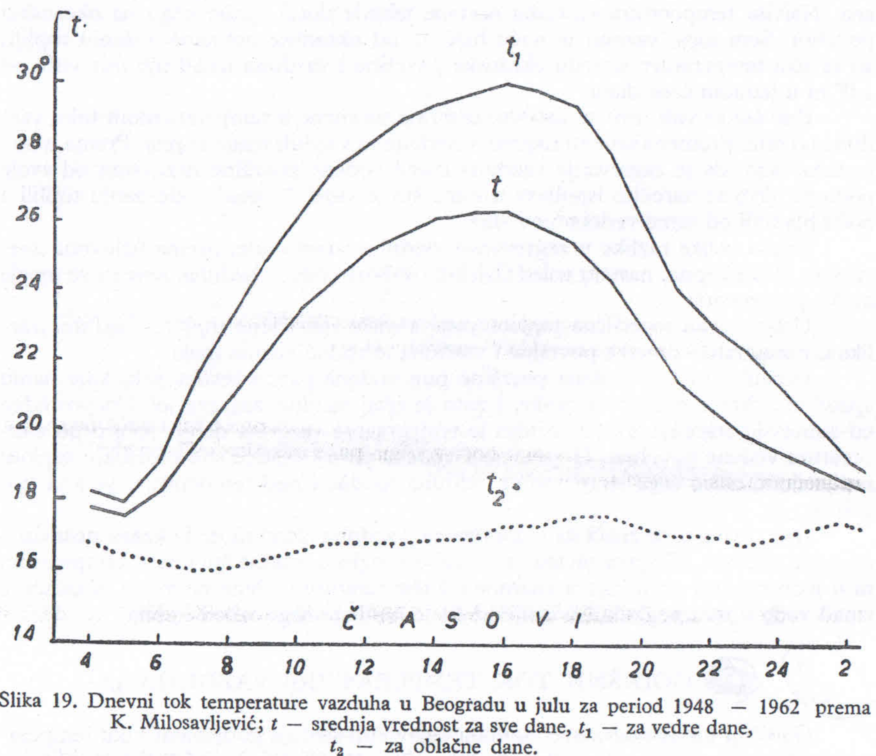
Ovde će se još napomenuti da se u dnevnim letnjim časovima može dogoditi znatno kolebanje temperature vazduha u kratkim vremenskim razmacima. Ima slučajeva da se temperatura za nekoliko sekundi promeni za 1°. Uzrok tavkim temperaturnim promenama jeste turbulentno kretanje vazduha, gde se iznad mesta osmatranja obrazuju čas penjuće čas padajuće vazdušne struje ili manji vazdušni vihori sa različitim temperaturama i vlažnošću.

Na slikama 18. i 19. prikazani su dnevni tokovi temperature vazduha u Beogradu za januar i juli, a za period 1948 — 1962. Na ovim slikama prikazani su dnevni tokovi prema časovnim vrednostima temperature (t) za sve dane u dotičnim mesecima, bez obzira na oblačnost. Zatim su prikazani dnevni tokovi za vedre dane (t_1), kada je oblačnost u sva tri termina osmatranja (7, 14 i 21 čas) bila ravna ili manja od 2/10. I najzad, prikazani su dnevni tokovi temperature za oblačne dane (t_2), kada je oblačnost u sva tri termina osmatranja bila 10/10.



Slika 18. Dnevni tok temperature vazduha u Beogradu u januaru za period 1948 — 1962, prema K. Milosavljević (t — srednja vrednost za sve dane, t_1 — za vedre dane, t_2 — za oblačne dane.)

Kao što se iz slika 18. i 19. vidi, dnevni tokovi temperature vazduha pri vedrom vremenu (krive t_1) više su izraženi nego tokovi za sve slučajeve, bez obzira na oblačnost (krive t). Međutim, dnevni tokovi pri potpuno oblačnom vremenu (krive t_2) nisu uopšte izraženi, već su to skoro horizontalne linije. To znači da su temperature vazduha bile skoro iste u svim časovima dana i noći. Ovo važi kako za januar tako i za jul.



Slika 19. Dnevni tok temperature vazduha u Beogradu u julu za period 1948 — 1962 prema K. Milosavljević; t — srednja vrednost za sve dane, t_1 — za vedre dane, t_2 — za oblačne dane.

Minimalna temperatura vazduha u januaru bila je, prema podacima za sve slučajeve, u 6 i 7 časova (—0,2°), a maksimalna u 14 i 15 časova (3,2°). Minimalna temperatura pri vedrom vremenu bila je u 7 časova (—4,6°), a maksimalna u 15 časova (2,6°). Pri oblačnom vremenu minimalna temperatura bila je od 5 do 8 časova (—1,0°), a maksimalna u 14 časova (0,1°).

U julu je minimalna temperatura ,za sve slučajeve bez obzira na oblačnost, bila u 5 časova (17,5°), a maksimalna u 15 i 16 časova (26,3°). Pri vedrom vremenu minimalna temperatura bila je takođe u 5 časova (17,9°), a maksimalna u 16 časova (30,0°). Pri oblačnom vremenu minimalna temperatura vazduha bila je u 7 časova (16,0°), a maksimalna u 18 časova (17,6°).

2. Dnevni tok temperature vazduha iznad vode. — Temperatura vazduha iznad vodene površine menja se drugačije nego iznad kopna. Povišenje temperature vodene površine posle izlaska sunca je sasvim sporo, jer se veliki deo primljene toplote utroši na isparavanje. Isto tako se temperatura vodene površine sporo snižava posle podne i u toku noći. Ovo se najbolje vidi po dnevnom kolebanju temperature, koje na okeanskoj površini nije veće od 0,5°.

Isto je tako i kolebanje temperature vazduha iznad okeana malo, svega 1,7⁰, ali je ipak za 3,5 puta veće nego kolebanje na okeanskoj površini.

Najniža temperatura na površini okeana je između 3 i 5 časova, a najniža temperatura vazduha je između 1 i 3 časa, dakle, oko 2 časa ranije nego na površini okeana. Najviša temperatura vazduha nastane takođe dosta ranije nego na okeanskoj površini. Sem toga, vazduh je noću hladniji od okeanske površine a danju topliji, ali razlika temperature između okeanske površine i vazduha iznad nje nije veća od 1,0⁰ ni u jednom času dana.

Kao što se vidi, ovo su sasvim suprotne promene u temperaturnom toku vazduha od onih promena koje su napred navedene za vazduh iznad kopna. Prema tome, izgleda, kao da je zagrevanje vazduha iznad vodene površine nezavisno od svoje podloge. Ovo se naročito ispoljava u tome što je vazduh iznad vode danju topliji a noću hladniji od same vodene površine.

Ovako velike razlike u zagrevanju vazduha iznad vode, prema uslovima zagrevanja iznad kopna, nastaju usled fizičkih osobina vode i vazduha, koje bi se mogle ovako predstaviti:

Usled velike specifične toplote vode a male specifične toplote vazduha ,razlika u temperaturi morske površine i vazduha je stalno veoma mala.

Vazduh je iznad vodene površine pun vodene pare i čestica soli, koje danju apsorbuju direktne sunčeve zrake, i zato se ovaj vazduh zagreva još i neposredno od sunčevog zračenja. Iz tih razloga je temperatura vazduha danju veća nego temperatura vodene površine. U toku noći vodena para i čestice soli otpuštaju toplotu radijacijom, usled čega temperatura vazduha spadne ispod temperature vodene površine.

Ipak, ovo sve ne znači da je zagrevanje vazduha iznad mora i okeana nezavisno od svoje podloge. Njegova zavisnost se najbolje ogleda u tome što mu se temperatura ni u jednom času ne udaljava znatnije od temperature vodene površine. Vazduh je iznad vode u tom pogledu zavisniji od svoje podloge nego iznad kopna.

(8) 34. GODIŠNJI TOK TEMPERATURE VAZDUHA

Godišnji tok temperature vazduha uglavnom sleduje godišnjem toku temperature podloge iznad koje se dotični vazduh nalazi. Prema tome, godišnji tok temperature vazduha biće sličan godišnjem toku temperature podloge.

Godišnji tok temperature nižih slojeva vazduha uslovljen je u prvom redu kruženjem zemlje oko sunca i nagibom zemljine ose rotacije prema ravni ekliptike. Usled nagiba zemljine ose i prividnog zenitalnog sunčevog kretanja zemlja je podeljena na 5 toplotnih pojaseva, a godišnji tok temperature je u raznim pojasevima različit. Sem toga, godišnji tok temperature zavisi još i od drugiuh faktora. Uglavnom bi se moglo reći da godišnji tok temperature vazduha zavisi od:

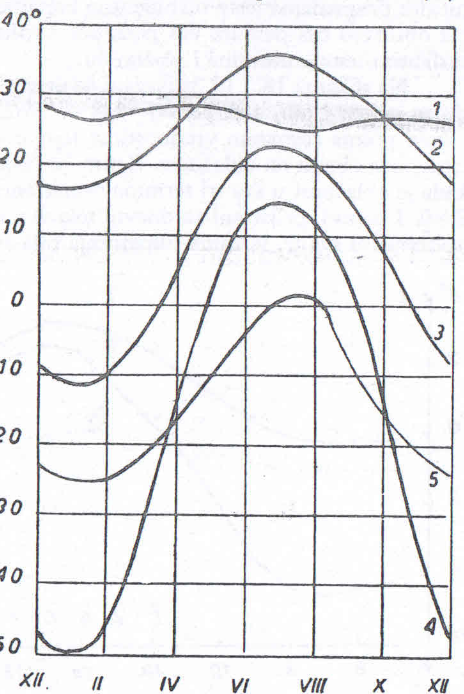
— geografske širine (na prvom mestu),
— kontinentalnosti mesta (da li se mesto nalazi blizu kopna ili mora),
— vrste podloge (da li je kopno ili more),
— reljefa zemljišta (ravnica, brdovito ili brežuljkasto),
— nadmorske visine mesta,
— prirodnog pokrivača kopna i
— godišnjeg kolebanja oblačnosti i padavina.

S obzirom na geografsku širinu, godišnji tok temperature vazduha može se podeliti na četiri glavna tipa: ekvatorijalni tip, tropski tip, tip umerenog pojasa i polarni tip.

1. Ekvatorijalni tip. — U ekvatorijalnom pojasu sunce je dva puta u zenitu, a baš iznad samog ekvatora je u zenitu za vreme proletnje i jesenje ravnodnevice. Sunčevi zraci u predelu ekvatora padaju normalno na zemljinu površinu za vreme ravnodnevica i zagrevaju je najjače. Najmanja podnevna visina sunca je iznad ekvatora za vreme jednog i drugog solsticijuma, i iznosi 66⁰33′. Tada sunčevi zraci padaju na ekvator pod uglom od 66⁰33′. Dužine dana i noći na ekvatoru su preko cele godine po 12 časova. Usled toga u ekvatorijalnom pojasu nije veliko godišnje kolebanje sume sunčevog zračenja koje pada na zemljinu površinu. Godišnji tok temperature vazduha u ovom pojasu ima dva maksimuma temperature (posle proletnje i jesenje ravnodnevice) i dva minimuma (posle jednog i drugog solsticijuma) Amplituda temperature je uopšte mala. Iznad okeana ona je oko 1⁰ a često i manja, dok je iznad kontinenta oko 5 do 10⁰. Ovo se odnosi na pojas od oko 13⁰ severne do oko 13⁰ južne geografske širine. Na slici 20. prikazani su godišnji tokovi temperature vazduha za pojedina mesta koja se nalaze na raznim geografskim širinama (1). Za ekvatorsku oblast važi kriva 1.

2. Tropski tip. — U tropskim predelima od oko 13⁰ geografske širine pa do povratnika, kako na severnoj tako i na južnoj polulopti, ima samo jedan maksimum i jedan minimum temperature u toku godine. Maksimum temperature vazduha je posle letnjeg solsticijuma, za dotičnu poluloptu, a minimum je posle zimskog solsticijuma. Ipak godišnje kolebanje temperature vazduha je u ovim oblastima dosta malo, no ipak je veće nego u oblasti ekvatora. Iznad morske površine godišnja amplituda temperature vazduha iznosi od 5 do 10⁰, a iznad kopna od 15 do 20⁰. Kriva 2 na slici 20. važi za ovu oblast.

3. Tip umerenog pojasa. — U ovom pojasu godišnji tok temperature vazduha ima jedan maksimum temperature posle letnjeg solsticijuma dotične polulopte — na kontinentu obično u julu ,jedan minimum posle zimskog solsticijuma — na kontinentu obično u januaru. Iznad mora i okeana maksimumi i minimumi temperature vazduha su nešto kasnije nego na kopnu. Godišnja amplituda je dosta velika i uvećava se sa povećavanjem geografske širine. Iznad otvorenih mora i okeana godišnja amplituda temperature iznosi od 10 do 15⁰, a iznad kopna, naročito u predelima koji su dosta udaljeni od okeana, amplituda je od 40 do 50⁰ (1). Krive 3 i 4 su predstavnici ovih oblasti.



Slika 20. Godišnji tokovi temperature vazduha na raznim geografskim širinama:

1 — Batavija (φ = 6,2° j.š.)
2 — Asuan (φ = 24° s.š.)
3 — Saratov (φ = 51° s.š.)
4 — Vernojansk (φ = 67° s.š.)
5 — Traurenberg (φ = 80° s.š.)

Na umerenom pojasu razlikuju se četiri godišnja doba, koja su naročito izrazita na srednjem delu ovog pojasa.

4. Polarni tip. — Polarni tip se odnosi na polarne predele, gde je zima dosta duga i hladna, a leto kratko ali prilično toplo. Maksimum temperature vazduha je kod ovog tipa u avgustu, a minimum — na kraju polarne zime — u martu (1). Godišnja amplituda temperature vazduha na pojedinim tačkama iznad mora i okeana je 20^0 i više, a iznad kontinenata, kod nekih stanica duboko u kopnu, prelazi 60^0. Na slici 20. kriva 5 je predstavnik godišnjeg toka temperature vazduha u polarnom pojasu.

U oblasti monsunskih vetrova postoje nešto drugačiji godišnji tokovi temperature vazduha. U tim oblastima su niske temperature zimi i leti, a visoke temperature na kraju jeseni i proleća (1).

Kontinentalnost mesta. — Ako se uzme nekoliko mesta koja leže na približno istom uporedniku, od kojih su neka na okeanskim ostrvima, neka pri obali mora, odnosno okeana, neka na kopnu, ali sve udaljenija od obale mora ili okeana, videće se kako se znatno menja izgled njihovog godišnjeg toka temperature. Jer, što je neko mesto udaljenije od okeanske obale tim više podleže uticaju fizičkih osobina kopnenih masa. Tako se može često dogoditi da ima gotovo isto onolikih razlika u godišnjim tokovima temperature u pravcu uporednika, kao i u meridijanskom pravcu. Uticaj kontinentalnosti mesta na godišnji tok temperature vazduha može se najbolje videti u „Klimatologiji" sl. 11 (17).

Ostali činioci, koji utiču na godišnji tok temperature vazduha imaju uglavnom sličan uticaj kao što je bilo reči u dnevnom toku. Tako, npr., ako se posmatra godišnji tok temperature vazduha iznad morske površine, videće se da je vazduh u zimskoj polovini godine hladniji, a u letnjoj polovini godine topliji od same morske površine. Najniža temperatura u vazduhu nastane mesec dana ranije nego na morskoj površini, a najviše temperature morske površine i vazduha padaju u isti mesec. Srednja godišnja temperatura morske površine je samo za $0{,}2^0$ viša od srednje godišnje temperature vazduha. Prema tome, to jasno svedoči o zavisnosti vazdušne temperature od podloge iznad koje se vazduh nalazi.

35. POREMEĆAJI U GODIŠNJEM TOKU TEMPERATURE VAZDUHA

Kada se odrede srednje mesečne vrednosti temperature vazduha za duži niz godina, pa se nacrta dijagram godišnjeg toka temperature, videće se potpuno pravilne promene od jednog meseca do drugog, tj. temperatura raste od januara do jula, a zatim opada od jula do januara (važi za naše predele). Ali, ako se isti dijagrami nacrtaju po kraćim vremenskim intervalima od meseca, tj. po podacima uzastopnih 10-dnevnih (dekada) ili 5-dnevnih vrednosti (pentada), a naročito po srednjim dnevnim temperaturama svakog dana u toku godine, temperaturni tok će biti sve nepravilniji, i pokazivaće sve veće poremećaje što je vremenski interval kraći.

Tako se iz ovakvih dijagrama može videti da u doba povećanja toplote u našim krajevima nastupi povratak hladnoće i temperatura opadne. Isto tako, ali samo manje upadljivo, može biti i sniženje temperature prekinuto ponovnim nastupanjem kraćih toplijih perioda, što će se odraziti na povišenju temperature.

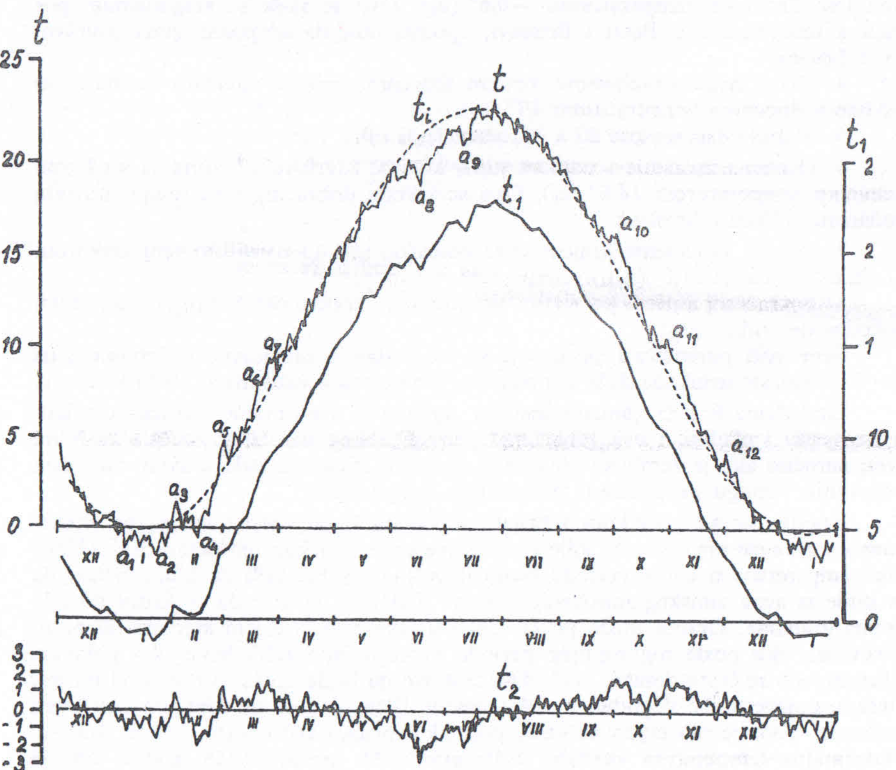
To bi, u stvari, bili ti poremećaji kako u smislu opadanja tako i u smislu porasta, u godišnjem toku temperaturne krive. Neki od ovih poremećaja, koji predstavljaju bilo povratak hladnoće bilo povratak toplijeg perioda, toliko su česti i jaki u određenim danima godine da se ističu kao neke stalne osobenosti godišnjeg

toka temperature vazduha. Do ovoga se najbolje dolazi ako se godišnji tok temperature grafički prikaže pomoću stogodišnjih srednjih dnevnih temperatura.

Prema stogodišnjim srednjim dnevnim temperaturama za Beč (1775—1874. g.) i Breslavu (1791—1890. g.) pojavljuju se ovi glavni poremećaji:

— pozna zima sredinom februara,
— povratak hladnoće u početku maja,
— zahlađenje sredinom juna,
— pozno, tzv. „babino" leto, krajem septembra ili početkom oktobra.

Na slici 21. prikazan je godišnji tok temperature u Beogradu za period od 60 godina (od 1887. do 1949. sa nekim manjim prekidima).



Slika 21. Godišnji tok temperature vazduha u Beogradu za period 1887 — 1949. godine: t-po srednjim dnevnim vrednostima; t_1 — po srednjim petodnevnim vrednostima; t_i — idealna temperaturna kriva; t_2 — odstupanje stvarne temperaturne krive t od idealne t_i.

Idealna temperatura t_i izračunava se na sledeći način:

$$t_i = A + B \sin(270 + \alpha),$$

u kojoj je A — srednja godišnja temperatura vazduha, B — $^1/_2$ godišnje amplitude temperature, α — fazni ugao, koji ima za pojedine mesece sledeće vrednosti: za januar

$\alpha = 0°$, za februar $\alpha = 30°$, za mart $\alpha = 60°$, itd. Tačke: a_1, a_2, a_3 . . . . a_{12} predstavljaju najizrazitije poremećaje godišnjeg toka temperature. Zupci, gde se kriva t lomi, nazivaju se singulariteti.

Na krivoj t slika 21. ističu se sledeći singulariteti:

1. Izrazito zahlađenje 6. i 23. januara (a_1 i a_2), gde je 23. januara srednja dnevna temperatura —1,6°, što predstavlja godišnji apsolutni minimum srednje dnevne temperature.

2. Topliji period početkom februara, koji se završava 3. februara sa srednjom dnevnom temperaturom 1,4° (a_3).

3. Ponovno zahlađenje sredinom februara, koje se završava 15. februara sa srednjom dnevnom temperaturom —0,6° (a_4). Ovo se slaže sa stogodišnjim podacima temperature u Beču i Breslavi, prema kojima se pozna zima završava 13. februara.

4. Dosta naglo otopljavanje krajem februara, koje se završava 1. marta sa srednjom dnevnom temperaturom 4,7° (a_5).

5. Slabiji talasi toplote 20. i 26. marta (a_6 i a_7).

6. Osetno zahlađenje sredinom juna, koje se završava 17. juna sa srednjom dnevnom temperaturom 18,6° (a_8). Ovo se takođe dobro slaže sa temperaturnim podacima u Beču i Breslavi.

7. Osetno zahlađenje krajem prve polovine jula sa najnižom temperaturom 11. jula koja iznosi 21,0° (a_9).

8. Kraći topli periodi početkom oktobra (a_{10}), krajem oktobra (a_{11}) i na samom početku decembra (a_{12}).

Sem ovih poremećaja primećuje se još i slabije zahlađenje početkom maja (4—5. maja), što se takođe slaže sa podacima temperature vazduha za Beč i Breslavu.

Zahlađenja 6. i 23. januara spadaju uglavnom u normalne vremenske pojave u Beogradu i okolini, i ova zahlađenja nemaju nekog naročitog značaja za biljni svet, naročito ako je zemljište pokriveno snegom. Biljke su tada u svom zimskom mirovanju i mogu da podnesu dosta niske temperature.

Topliji period početkom februara može da bude veoma štetan po biljke, naročito za neke vrste voćaka koje su osetljive prema niskim temperaturama. Ukoliko temperature u ovom periodu budu dovoljno visoke, tada će biljke početi da se bude iz svog zimskog mirovanja; sokovi u drveću počeće da se kreću od žila prema granama. Drveće može početi čak i u izvesnom manjem stepenu da pupi. Međutim, ako posle tog toplijeg perioda nastupi jako zahlađenje oko polovine februara, što se često dešava, onda drveće može da bude dosta oštećeno od mraza. Ovakve pojave su se dogodile u našoj zemlji 1956. godine na mnogim osetljivim voćkama. Tada je bio topao ne samo početak februara već i treća dekada januara. Maksimalna temperatura vazduha u Beogradu 22. januara 1956. godine bila je 17,3° (24).

Osetno otopljavanje krajem februara može takođe donekle biti štetno za izvesne biljke, dok slabiji talasi toplote 20. i 26. marta utiču povoljno na početak vegetacionog perioda kod ranih biljaka. Osetno zahlađenje sredinom juna štetno deluje na porast izvesnih biljaka, čiji je tempo razvića baš u ovo vreme veoma izrazit. Osetno zahlađenje krajem prve polovine jula takođe usporava razvitak izvesnih biljaka, a kod nekih — naročito voćaka — usporava zrenje. Kraći topli periodi početkom i sredinom oktobra su veoma korisni za zbiranje plodova i obavljanje jesenje setve. Ovo je naročito bio slučaj u drugoj polovini septembra i prvoj polovini oktobra 1966. godine.

Sem ovih navedenih singulariteta, za naše predele su od velike važnosti takođe i slabije zahlađenje početkom maja, koje često u vidu proletnjih mrazeva nanese dosta štete mladim biljkama. No nije redak slučaj da se ovi proletnji mrazevi pojave i u drugoj polovini maja, pa čak ponekad i u prvim danima juna (25).

Pošto se vremena pojava singulariteta u toku godine ističu manje-više kao neke stalne osobenosti godišnjeg toka temperature vazduha, to se o njima mora voditi računa pri planiranju datuma setve pojedinih kultura. Setva se može podešavati tako da dotične biljke ne budu u svom razvoju najosetljivije prema toploti u onim danima kada nastaju oštre promene temperature, odnosno kada nastupaju izvesni singulariteti.

36. PROMENA TEMPERATURE VAZDUHA SA PORASTOM NADMORSKE VISINE

Kada se govori o promeni temperature vazduha sa porastom nadmorske visine, onda se moraju uzeti u obzir dve stvari, koje se odnose na porast visine, i to: porast nadmorske visine u planinskim predelima i porast visine u slobodnoj atmosferi iznad mora ili ravnog predela.

Ako se uzmu u obzir dva mesta na istoj nadmorskoj visini, prvo na vrhu nekog brda a drugo u slobodnoj atmosferi nedaleko od vrha brda, tada temperature vazduha neće biti iste na vrhu brda i u slobodnoj atmosferi. Iz tih razloga treba zasebno posmatrati promene temperature vazduha sa visinom u planinskim predelima a zasebno u slobodnoj atmosferi.

1. Promena temperature vazduha sa visinom u planinskim predelima. — Ova promena temperature vazduha sa visinom je dosta složene prirode i u znatnoj meri zavisi od oblika planinskih masiva, njegove razmere i visine.

Prema mnogobrojnim merenjima, koja su vršena u različitim predelima, ustanovljeno je da temperatura vazduha uglavnom opada sa porastom nadmorske visine. Ovo opadanje temperature sa visinom u planinskim predelima iznosi prosečno 0,56° na svakih 100 metara visinske razlike.

Razlika temperature vazduha na svakih 100 metara visine naziva se vertikalni temperaturni gradijent ili prosto termički gradijent. Obično se uzima da je termički gradijent pozitivan kada temperatura opada sa visinom, a negativan kada temperatura raste sa visinom.

Opadanje temperature sa visinom u planinskim predelima ima u izvesnim danima svoj dnevni tok; u toku vedrih i toplih dana, kada se planinske strane i vrhovi planina zagrevaju intenzivnije nego slobodna atmosfera na istim visinama, stvaraju se uzlazne struje uz planinske padine, i tada je opadanje temperature sa visinom veće, tj. oko 1° na 100 m visine. Naprotiv, u toku noći, usled zemljinog izračivanja, vazduh se ohladi na vrhovima planina i kao takav se spušta niz planinske strane u dolinu. U to vreme vazduh koji stacionira u dolini jako se ohladi. Vazduh koji se spušta niz planinske strane dinamički se zagreva (v. čl. 38) i tako se dogodi da je vazduh na većim visinama topliji nego u samoj dolini. Usled toga temperatura vazduha raste sa visinom ili se opadanje smanji na najmanju meru. Sve ovo važi za tiho i vedro vreme, kada nema drugih strujanja u dotičnoj oblasti.

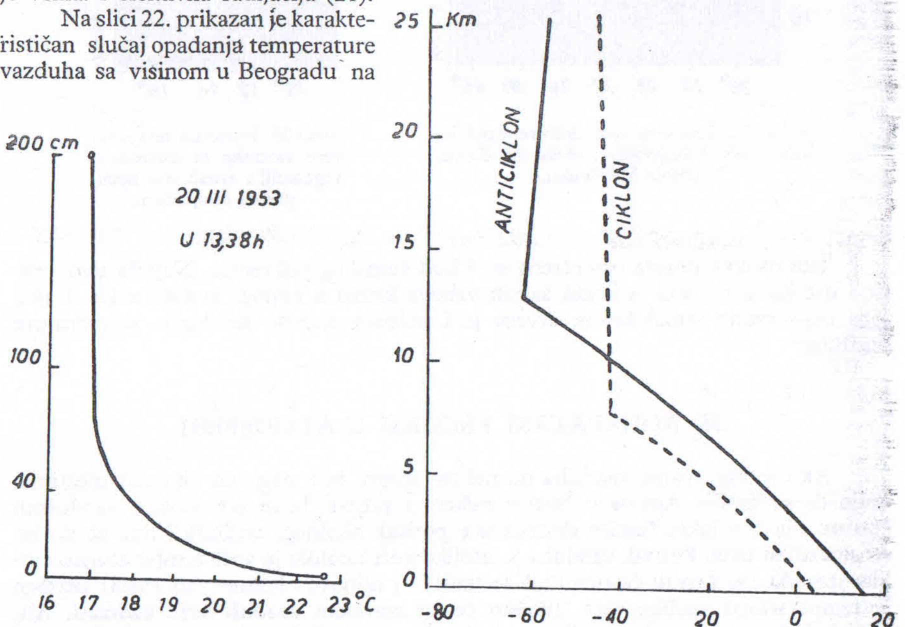
Opadanje temperature vazduha sa visinom ima takođe i svoj godišnji tok: najveće opadanje je u toku leta (jun i jul) oko 0,75°/100 m, a najmanje opadanje je zimi (decembar i januar) oko 0,30°/100 m. Ovo važi za planine u unutrašnjosti kopna. Međutim, primorski planinski krajevi imaju gotovo suprotne uslove u ver-

tikalnom gradijentu temperature: najveći termički gradijent je zimi, kada su planinski vrhovi pokriveni snegom a morska površina relativno topla, a najmanji gradijenti su leti, kada su planinski vrhovi dosta zagrejani (pogotovo ako je to krečnjak, kao što je slučaj Jadranskog primorja), a morska površina nije naročito topla.

2. Promena temperature vazduha sa visinom u slobodnoj atmosferi. — Kao što je već rečeno, vazduh se uglavnom zagreva toplotom koju otpušta zemlja. Usled toga, vazdušne čestice koje su bliže zemljinoj površini biće više zagrejane nego čestice na većoj visini. Drugim rečima: temperatura vazduha opada sa porastom nadmorske visine u slobodnoj atmosferi.

Vrednost termičkog gradijenta u slobodnoj atmosferi je različita za različita mesta, kao i za različita godišnja doba. U najviše slučajeva ova vrednost iznosi prosečno 0,5° na 100 metara visine, ali može ponekad iznositi od 1° do 2° pa i više na 100 m visine. Ovde se mora naglasiti da sę toplotni režim u prizemnom sloju vazduha razlikuje od toplotnog režima viših slojeva. Ta razlika se naročito ističe u sledećem: prvo, u prizemnom sloju vazduha vertikalni gradijenti temperature znatno su veći nego na većim visinama i drugo, u prizemnom sloju vazduha su izrazite promene temperature u toku vremena. Ovo je naročito izraženo pri vedrom vremenu, kada na zemljinu površinu pada velika količina insolacije, a isto tako je velika i efektivna radijacija (21).

Na slici 22. prikazan je karakterističan slučaj opadanja temperature vazduha sa visinom u Beogradu na



Slika 22. Promena temperature vazduha sa visinom u 13 časova i 38 minuta u parku kod Meteorološke opservatorije u Beogradu na dan 20. marta 1953. godine.

Slika 23. Promene temperature vazduha sa visinom na srednjim geografskkim širinama u oblasti ciklona i anticiklona na zemljinoj površini.

dan 20. marta 1953. godine u 13 časova i 38 minuta (26).

Na većim visinama, pri prelazu iz troposfere u stratosferu, tj. u tropopauzi, opadanje temperature vazduha sa visinom prestaje, i temperatura ili počne da raste

ili ostaje stalna. Na slici 23. prikazane su promene temperature vazduha sa visinom na srednjim geografskim širinama kod ciklonske i atniciklonske vazdušne situacije na zemljinoj površini, prema Dobsonu (27).

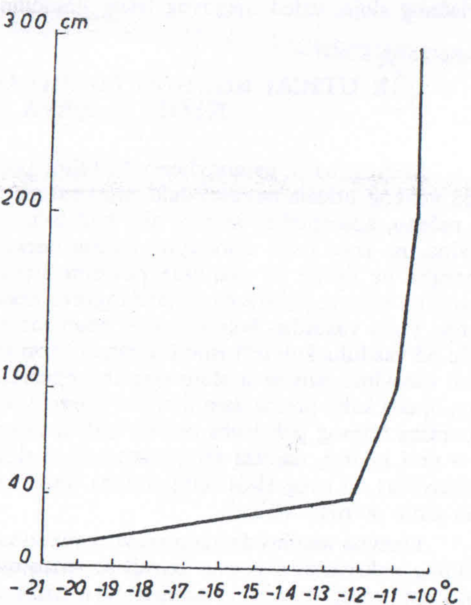
3. Inverzija i izotermija temperature vazduha. — Ima slučajeva kada temperatura vazduha ne opada sa visinom već naprotiv raste. Povećanje temperature sa visinom naziva se inverzija ili obrt temperature, a slojevi vazduha u kojima je ovakva temperaturna podela sa visinom nazivaju se inverzijski slojevi. Ako se temperatura ne menja sa visinom, već ostaje u nekom sloju konstantna, onda se takav slučaj naziva izotermija, a dotični sloj se zove izotermični sloj.

Prema načinu i mestu postanka razlikuju se sledeći tipovi inverzija: radijacione (prizemne) inverzije, inverzije spuštanja vazdušnih masa, frontalne inverzije i visinske inverzije.

Radijacione inverzije se stvaraju u prizemnom sloju vazduha. One se obrazuju pri intenzivnom hlađenju zemljine površine usled radijacije. Ovo se događa pri tihom i vedrom vremenu obično noću, a u toku zime ponekad i danju, naročito kada je zemlja pod snežnim pokrivačem. Vazduh koji je u dodiru sa zemljinom površinom više se ohladi nego vazduh na većoj visini. U toku leta prizemne inverzije se obrazuju noću u ravnicama i kotlinama, koje su pod biljnim pokrivačem sa mnogobrojnim lišćem, kao što je npr. detelina, ili sa širokim lišćem, kao što je kukuruz i dr. Prema tome, temperatura vazduha u ovakvim slučajevima raste od zemljine površine prema visini.

Radijacione inverzije su veoma važne za poljoprivredu, jer se može desiti, naročito u proleće, da je pri samoj zemljinoj površini temperatura vazduha ispod 0° a na dva metra visine iznad 0°. Mlade biljke čija visina nije velika mogu tada da budu oštećene, dok npr. voćke, čije se krune nalaze na visini od 2 metra i više, ostanu neoštećene.

Na slici 24. prikazana je jedna izrazita inverzija temperature vazduha u Beogradu prema minimalnim temperaturama na dan 30. januara 1956. godine (28).



Slika 24. Promena minimalne temperature vazduha sa visinom 30. januara 1956. godine u Beogradu kod Meteorološke opservatorije.

Kao što se vidi na slici 24, minimalna temperatura je do 50 cm visine naglo rasla, a zatim je od 50 do 200 cm malo rasla, Od 200 do 300 cm temperatura je ostala konstantna, tj. bila je izotermija, dok je od 5 do 50 cm bila izrazita prizemna inverzija minimalne temperature vazduha.

Inverzije spuštanja vazdušnih masa nastaju kada u donjim slojevima atmosfere postoji spuštanje (taloženje) vazdušnih masa. Ovo silazno strujanje menja termički gradijent, jer se vazduh pri spuštanju dinamički zagreva, i tako se može obrazovati dosta jaka inverzija koja obuhvata veliku površinu. Ova inverzija se još pojačava usled hlađenja nižih vazdušnih slojeva koji su u dodiru sa zemljinom površinom.

Ovakve inverzije obrazuju se pri stabilnim anticiklosnkim vremenskim situacijama, osobito često iznad kopna u toku zime. Visina ovih inverzija može ponekad biti dosta velika, naročito u centru anticiklona, gde ima slučajeva da je dostizala visinu i oko 1600 metara.

Frontalne inverzije se obrazuju kada se u atmosferi međusobno dodiruju vazdušne mase koje imaju različite temperature. U tom slučaju se topla vazdušna masa, kao specifično lakša, postavlja iznad hladne, a hladna se u vidu klina podvlači ispod tople. Pošto je topla vazdušna masa iznad hladne, to se tako obrazuje frontalna inverzija, koja se nalazi na izvesnoj visini u slobodnoj atmosferi.

Visinske inverzije mogu da se obrazuju u slobodnoj atmosferi na granici između dve vazdušne mase, od kojih jedna miruje ili se sporije kreće, nego druga. Tada se na dodirnoj površini između ove dve vazdušne mase, sa nejednakim brzinama kretanja, vrši trenje i zagrevanje onoga sloja vazduha koji se nalazi oko dodirne površine. Visinska inverzija može se još obrazovati i iznad gornje površine oblačnog sloja, usled njegovog jakog hlađenja putem radijacije.

37. UTICAJ BILJNOG POKRIVAČA NA TEMPERATURU NIŽIH SLOJEVA VAZDUHA

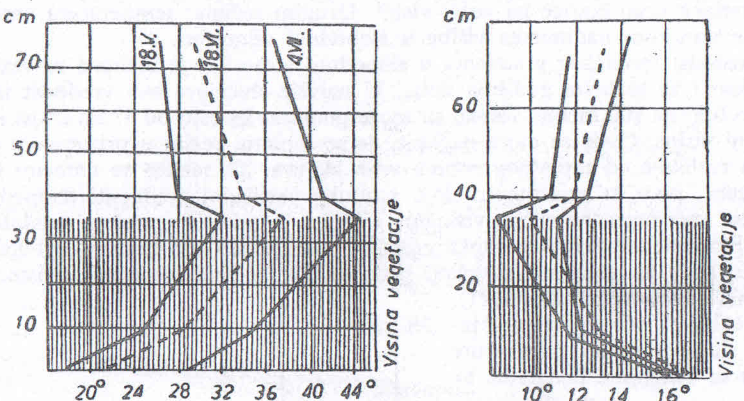
Merenjima je ustanovljeno da biljni pokrivač — u koji se ubraja i šuma — ima velikog uticaja na raspodelu temperature u nižim slojevima vazduha. Kao što je rečeno, apsorpcijski aktivni sloj kod biljnog pokrivača jeste njegova gornja površina, na koju pada celokupna zračna energija. Međutim, ova celokupna zračna energija ne dospe do zemljine površine ispod biljnog pokrivača. Iz toga razloga površina biljnog pokrivača se jače zagreva nego površina zemlje ispod njega. Prema tome, i sloj vazduha, koji se nalazi neposredno iznad biljnog pokrivača, zagreva se jače od vazduha koji leži ispod ili iznad ovog sloja. Temperatura vazduha je u dnevnim časovima najviša u sloju odmah neposredno iznad biljnog pokrivača, a odatle ona opada kako prema zemlji tako i prema visini. U toku noći je obrnuto, tj. gornja površina biljnog pokrivača se više ohladi usled radijacije, nego zemlja ispod njega, a u vezi sa tim, najniža temperatura je u sloju vazduha neposredno iznad biljnog pokrivača; od ovog sloja temperatura raste, kako prema zemlji tako i prema visini (ali samo do male visine).

Dnevna amplituda temperature vazduha je najveća u sloju neposredno iznad biljnog pokrivača, a prema zemlji se smanjuje. Što je biljni pokrivač gušći, to će on imati većeg uticaja na temperaturu nižih slojeva vazduha. Na slikama 25. i 26. prikazane su promene temperature vazduha sa visinom u vegetaciji i iznad nje danju i noću.

Oba ova grafikona izrađena su prema osmatranjima u Kujbiševskoj oblasti ($\varphi = 53°00'$ s.š. i $\lambda = 52°03'$ i.d.).

Na grafikonu sl. 25. predstavljena je raspodela temperature vazduha sa visinom u četinarima visine 35 cm. Grafikon je nacrtan po podacima koje je osmatranjima dobio *Rudovitz*. Kao što se vidi, najviša temperatura vazduha je na samoj površini četinara, a prema zemlji i prema visini temperatura opada.

Na grafikonu slika 26. data je raspodela temperature vazduha sa visinom u borovom rasadu u večernjim časovima. Iz ovog grafikona izlazi da je najniža temperatura vazduha na površini borovog rasada, dok prema zemlji i prema visini temperatura vazduha raste.



Slika 25. Promena temperature vazduha sa visinom u vegetaciji i iznad nje danju, prema Maljčenku.

Slika 26. Promena temperature vazduha sa visinom u vegetaciji i iznad nje noću, prema Maljčenku.

Iste ovakve pojave osmotrene su i kod šumskog pokrivača. Najviša temperatura u toku dana bila je iznad samih vrhova kruna a najniža u toku noći. Usled toga neposredno iznad kruna drveća je i najveće dnevno kolebanje temperature vazduha.

38. ADIJABATSKI PROCESI U ATMOSFERI

Ako je zagrevanje vazduha na nekom mestu jače nego na okolnim mestima, onda će se toplije vazdušne čestice raširiti i postati lakše od okolnih vazdušnih čestica. Na ove lakše čestice dejstvovaće potisak okolnog vazduha i one će početi da se uzdižu uvis. Potisak vazduha je utoliko veći ukoliko je veća temperaturna razlika između vazdušnih čestica koje se uzdižu i njihove okoline; što znači: ukoliko je temperaturna razlika veća, utoliko će se zagrejani vazduh brže uzdizati. Ali, zagrejane čestice vazduha, prilikom uzdizanja, dolaze u sve ređu vazdušnu okolinu, te na njih dejstvuje sve manji okolni pritisak. Usled toga, ove čestice koje se uzdižu počinju da se šire i dobijaju veću zapreminu. Kako se na ovaj način izvestan deo toplote troši na mehanički rad, tj. toplotna energija se pretvara u mehanički rad, to će temperatura uzdižuće vazdušne mase opadati za 1°C na svakih 100 metara uzdizanja, pod uslovom da vazdušne čestice koje se uzdižu nisu zasićene vodenom parom. Znači, toplotna energija vazdušne mase se, u ovom slučaju, pretvara u mehaničku energiju, odnosno u rad koji obavlja ova pokretna vazdušna masa pri svom

uzdizanju. Opadanje temperature pri ovim procesima nije prouzrokovano nekim spoljnim uticajem, već je to čisto unutrašnja transformacja toplotne energije u mehaničku, odnosno u mehanički rad. Zato se ovaj gubitak toplote ne može ni sa koje strane nadoknaditi. Vazdušna masa koja se uždiže smatra se izolovanim sistemom, tj. smatra se da ne postoji razmena toplote između mase vazduha koja se uzdiže i okolnog vazduha.

Ovakvo širenje i hlađenje vazdušnih masa zove se: adijabatsko hlađenje, a temperaturna razlika od 1° na 100 m visinske razlike naziva se adijabatski gradijent. Ovo važi za vazduh nezasićen vodenom parom.

Pri spuštanju vazdušnih čestica nastupa obrnut proces: čestice vazduha dolaze u niže slojeve pod veći vazdušni pritisak, te se stoga zbijaju (komprimiraju) i zagrevaju, što predstavlja adijabatsko zagrevanje. I adijabatsko zagrevanje iznosi takođe 1° na 100 m spuštanja — kako kod nezasićenog vazduha vodenom parom tako i kod zasićenog ali, u kome nema kondenzacionoh tvorevina.

Adijabatsko hlađenje kod uzlaznih vazdušnih struja, kao i adijabatsko zagrevanje kod silaznih vazdušnih struja, predstavlja adijabatske procese u atmosferi.

Adijabatski procesi su uvek vezani za uzlazna, kao i za silazna vazdušna strujanja, bez obzira kakva sila izaziva ova strujanja, tj. da li su strujanja nastala usled nejednakog zagrevanja, ili su posledica odbijanja horizontalnih vazdušnih struja od nekih prepreka kao što su: brda, šume, visoke građevine, itd.

39. RAVNOTEŽNO STANJE ATMOSFERE

Atmosfera se može nalaziti u tri različita ravnotežna stanja: stabilnom, labilnom i indiferentnom — što zavisi od veličine termičkog gradijenta.

U stabilnom ravnotežnom stanju atmosfera se nalazi onda kada je termički gradijent manji od adijabatskog gradijenta temperature, tj. manji od 1° na 100 m visinske razlike. U stabilnoj atmosferi nema vertikalnih strujanja vazduha od zemljine površine prema visini. Mogu postojati horizontalna slaba strujanja, a isto tako i silazna strujanja. Takvi slučajevi su u tzv. anticiklonima. Narošito je velika stabilnost vazduha kada u atmosferi postoje inverzijski slojevi temperature. Tada se topao vazduh nalazi iznad hladnijeg vazduha, a kako je topliji vazduh specifično lakši od hladnijeg, to će on plivati iznad hladnijeg vazduha. U takvoj atmosferi ne mogu se obrazovati uzlazne vazdušne struje.

U labilnom ravnotežnom stanju atmosfera se nalazi kada je termički gradijent veći od adijabatskog gradijenta, tj. veći od 1° na 100 m visinske razlike. U labilnoj atmosferi postoje vertikalna uzlazna vazdušna strujanja. To je slučaj u vazdušnim depresijama, odnosno u ciklonima.

U indiferentnom ravnotežnom stanju atmosfera se nalazi kada je termički gradijent ravan adijabatskom gradijentu, tj. ravan 1° na 100 metara visinske razlike. U indiferentnoj atmosferi nema nikakvih vazdušnih strujanja.

40. IZOTERMIČNE KARTE

Kada se na geografsku kartu (naročito podešenu) upišu srednje vrednosti mesečnih, godišnjih, dnevnih ili momentalnih temperatura za izvesna mesta, pa se zatim sva mesta sa istim temperaturama spoje linijama, dobiće se krive linije

koje se zovu izoterme. Prema tome, izoterme su krive linije koje vezuju sva mesta sa istim temperaturama na jednoj geografskoj karti. Geografska karta sa izotermama naziva se izotermična karta.

Temperature koje se upisuju u geografsku kartu, radi izrade izotermične karte, moraju se prethodno reducirati na morski nivo, jer se meteorološke stanice nalaze na raznim nadmorskim visinama. Međutim, u članu 36. izneto je da temperatura vazduha opada sa visinom. Vertikalni temperaturni gradijent, u srednjoj vrednosti iznosi, za planinske predele, 0,56°/100 m, ali pri redukciji temperature na morski nivo uzima se obično, radi lakšeg računanja, da je on 0,5° na 100 metara. To znači, za svakih 100 metara nadmorske visine treba stvarnim temperaturama dodati po 0,5°. Npr., Meteorološka opservatorija u Beogradu nalazi se na nadmorskoj visini 133,6 metara. Srednje pedesetogodišnje temperature vazduha u Beogradu iznose:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	god.
−0,3	1,1	6,6	11,5	16,5	19,8	22,0	21,1	17,5	12,5	6,5	1,9	11,6

Da bi se ove temperature reducirale na morski nivo treba uzeti:

$$\frac{133{,}6 \cdot 0{,}5}{100} = 0{,}67 \text{ ili okruglo } 0{,}7.$$

Ovu vrednost od 0,7 treba dodati srednjim mesečnim temperaturama. Prema tome, reducirane vrednosti temperature za Beograd su:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	god.
0,4	1,8	7,3	12,2	17,2	20,5	22,7	21,8	18,2	13,2	7,2	2,6	12,3

Ako je potrebno što tačnije izvesti redukciju temperature na morski nivo, onda se termički gradijenti mogu uzeti za:

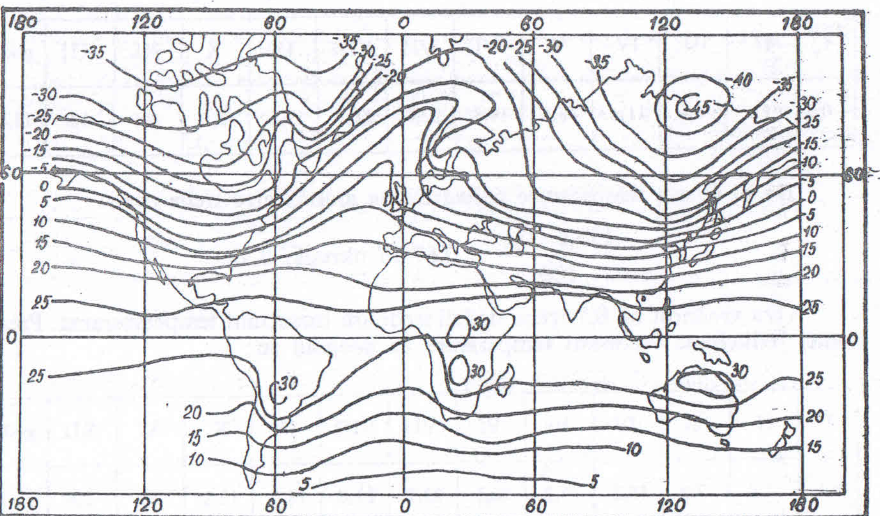
decembar, januar i februar .... 0,3°/100 m
mart, april i maj .... 0,5°/100 m
jun, jul i avgust .... 0,7°/100 m
septembar, oktobar i novembar .... 0,5°/100 m

Za potrebe poljoprivrede redukcija temperature vazduha na morski nivo nije preporučljiva, naročito u planinskim predelima. Jer u nekim planinskim predelima, u toku zime, do izvesne visine temperatura ne opada sa porastom nadmorske visine, već naprotiv raste. Usled toga, redukcija temperature vazduha na morski nivo u ovim krajevima je sasvim nepravilna. Ako bi temperatura opadala sa porastom visine u planinskim predelima, termički gradijent je, zbog orografije terena, ipak različit, te bi mehaničko iskorišćavanje srednjeg gradijenta moglo dati pogrešne rezultate. Sem toga, za poljoprivredne svrhe potrebne su stvarne temperature dotičnog mesta ili oblasti, a ne reducirana na morski nivo.

Izotermične karte se izrađuju za pojedine mesece po srednjim mesečnim temperaturama, a za godinu se izrađuju po srednjim godišnjim temperaturama. Ove se karte mogu izraditi kako za pojedine kontinente, države i oblasti, tako i za celokupnu zemljinu površinu.

Izotermične karte cele zemljine površine i za ekstremne mesece januar i jul, predstavljene su na slikama 27. i 28., dok je na slici 29. predstavljena izotermična karta po srednjim godišnjim temperaturama. U ovim kartama izoterme su ucrtane za svakih 5° temperature. U oblastima gde su meteorološke stanice retke, tj. gde je rastojanje između njih veliko, izoterme se ucrtavaju putem interpolacije.

1. Izotermična karta za januar. — Januarske izoterme predstavljene su na slici 27.

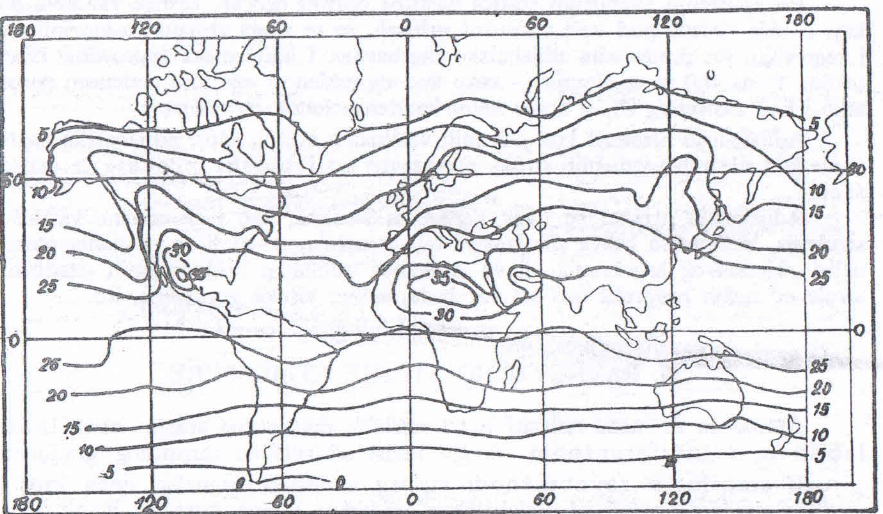


Slika 27. Izotermična karta za januar, prema Maljčenku.

Kao što se na slici 27. vidi, januarske izoterme imaju dosta pravilan tok u tropskim predelima. Na južnoj polulopti su sve pravilnije ukoliko je geografska širina viša. Međutim, na severnoj polulopti one sve više odstupaju od normalnih uslova. Izoterme od 25° nalaze se sa jedne i druge strane ekvatora, i obuhvataju tropski pojas.

Izoterme na srednjim i višim širinama severne polulopte, izvijene su iznad okeana veoma jako prema severu, a iznad kontinenata prema jugu. Sem toga, rastojanje pojedinih izotermi je veće iznad okeana nego iznad kopna. Drugim rečima, iznad okeana su ređe a iznad kopna gušće. Ovo dolazi usled toga, što se površina kopna zimi, zbog jake radijacije, ohladi mnogo više nego površina okeana. Ovo se naročito ispoljava u oblasti tople Golfske struje, gde se ona približava severozapadnom delu Evrope. Kao što se vidi na slici 27, izoterme su najviše izvijene iznad okeana prema severu, i zauzimaju skoro pravac meridijana, a ne uporednika. Prema tome, ako se u ovim oblastima želi doći iz toplijih u hladnije oblasti, onda se mora ići od zapada prema istoku a ne od juga prema severu.

2. Izotermična karta za jul. — Ova karta predstavljena je na slici 28. Julska izotermična karta ima drugačiji oblik od januarske. Pre svega, na njoj su izoterme dosta nepravilne. Kopno se u toku leta jače zagreva od okeana i zato je vazduh iznad kopna topliji nego iznad okeana. Iz tog razloga na severnoj polulopti izoterme su iznad kopna izvijene prema severu a iznad okeana prema jugu, dakle, obrnuto januarskim, samo što ovo skretanje izotermi iz pravca uporednika nije tako izrazito kao što je slučaj u januaru.



Slika 28. Izotermična karta za jul, prema Maljčenku.

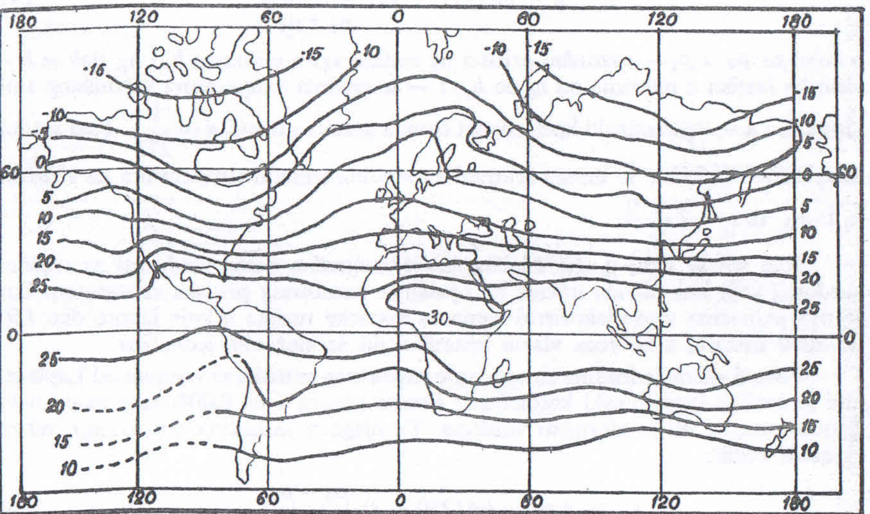
3. Godišnja izotermična karta. — Godišnje izoterme nacrtane su prema srednjim godišnjim temperaturama i zato one imaju nešto pravilniji tok nego januarske i julske izoterme. Ali njihov tok je više sličan januarskim nego julskim izotermama. Izotermična karta za srednje godišnje temperature prikazana je na slici 29.

Najveći uticaj na godišnje izoterme imaju takođe morske struje a sem toga još i kontinentalna uzvišenja. Srednje godišnje temperature vazduha opadaju prema polovima, ali opadaju sporije iznad okeana i mora nego iznad kopna, naročito zbog znatno ublaženih zimskih najnižih temperatura. Drugim rečima, srednje godišnje temperature su na istim srednjim i višim geografskim širinama iznad okeana više nego iznad kontinenata. Izoterme su iznad velikih kontinenata severne polulopte bliže jedna drugoj nego iznad okeana.

Iznad severnog Atlantika pokazuju se ispupčenosti prema severu duž cele zapadne obale Skandinavije, što je posledica tople Golfske struje.

Izoterma od 30°, koja spaja mesta sa najvišom srednjom godišnjom temperaturom, nalazi se severno od ekvatora. Međutim, ako se pogledaju januarska i julska izotermična karta, vidi se i na njima da se najviše temperature ne nalaze iznad samog ekvatora, već južno ili severno. To se objašnjava na taj način, što u ekva-

torijalnom pojasu postoje jače konvektivne struje, a u vezi sa njima veća je i oblačnost, a takođe je veća i količina padavina koje u tim oblastima, sa malim prekidima, traju cele godine. Oba ta faktora snižavaju temperaturu vazduha. Sa udaljenjem od ekvatora, prema jugu a naročito prema severu, oblačnost se smanjuje, broj vedrih dana se povećava, a u vezi sa tim povećava se i insolacija, odnosno temperatura vazduha.



Slika 29. Izotermična karta za godinu, prema Maljčenku.

V

VAZDUŠNI PRITISAK

41. POJAM O VAZDUŠNOM PRITISKU

Vazduh je materija koja ispunjava prostor od zemljine površine do velike visine. Kao i svaka druga materija i vazduh ima svoju težinu. Da ova materija ima zaista svoju težinu ustanovljeno je još sredinom XVII veka. Gustina suvog vazduha je 773 puta manja od gustine vode. Prema tome, 1 cm^3 suvog vazduha pod normalnim uslovima (vazdušni pritisak 1013,25 mb, temperatura 0^0C, na morskom nivou i geografskoj širini 45°) težak je 0,001293 grama (1 : 773 = 0,001293). Iz ovoga izlazi da je 1 m^3 vazduha, takođe pod normalnim uslovima, težak 1,293 kg (vidi čl. 9). Pošto vazduh ima tako malu gustinu, on je nevidljiv.

Vazduh pritiskuje svojom težinom na zemljinu površinu. Pritisak vazduha na određenu horizontalnu površinu ravan je težini mirnog vazdušnog stuba iznad ove površine. Ako se kao horizontalna površina uzme 1 cm^2, onda se pritisak vazduha na takvu površinu zove atmosferski ili vazdušni pritisak. To znači da je vazdušni pritisak na 1 cm^2 zemljine površine ravan težini vazdušnog stuba čiji je poprečni presek 1 cm^2 a visina od zemljine površine do gornje granice atmosfere.

Ali vazduh, kao i svaki gas, usled svoje ekspanzivne težnje, tj. usled kretanja čestica vazduha u svim pravcima, ima svoj napon koji održava ravnotežu vazdušnom pritisku. Prema tome, vazdušni pritisak i napon vazduha su jednaki i pri mirnom stanju atmosfere oni su ravni težini vazdušnog stuba, čiji je poprečni presek jedinica, a koji leži iznad dotičnog mesta.

Ipak, ovakvo tumačenje vazdušnog pritiska nije ispravno u svako doba i u svim slučajevima, jer uvek postoji veoma mala razlika između težine vazdušnog stuba i napona vazduha zbog izvanredno lake pokretljivosti vazduha i brzog izjednačenja lokalne razlike pritiska u njemu.

Vazdušni pritisak u zatvorenim prostorijama (koje nisu hermetički zatvorene) izjednačava se sa vazdušnim pritiskom pod vedrim nebom. Postoji izvesna mala razlika ovih pritisaka, ali je ona veoma neznatna (29) tako da se može zanemariti, i zato se instrumenti za merenje vazdušnog pritiska ne postavljaju napolju već u prostorijama unutra.

Merenje vazdušnog pritiska zasnovano je na određivanju dužine živinog stuba, koji drži ravnotežu vazdušnom stubu istog poprečnog preseka, a visine do gornje granice atmosfere. Dužina živinog stuba, o kojoj je ovde reč, izražava se u milimetrima, a vazdušni pritisak izražava se u milibarima, o kojima će biti reči dalje.

Vazdušni pritisak se određuje prema izrazu:

$$p = \frac{F}{A},$$

gde je F – normalna komponenta sile težine vazduha (mg_0) na površinu A.

Razlaganjem navednih veličina i skraćivanjem izraza dobija se:

$$p = \frac{A \cdot h \cdot \rho \cdot g_0}{A}, \text{ odnosno}$$

$$p = h \cdot \rho \cdot g_0,$$

gde je A – površina živinog, odnosno vazdušnog stuba, h – dužina živinog stuba, ρ – gustina žive, g_0 – gravitaciono ubrzanje.

Iz navedenog izraza se vidi da je vazdušni pritisak p proporcionalan dužini živinog stuba h.

Pri normalnom vazdušnom pritisku (na 45° geografske širine i morskom nivou) dužina živinog stuba iznosi 760 mm. Kako je gustina žive 13595,1 kg m^{-3}, standardno gravitaciono ubrzanje $g_0 = 9{,}80665$ m s^{-2}, normalni vazdušni pritisak se određuje:

$$p = 0{,}76 \text{ m} \cdot 13595{,}1 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9{,}80665 \text{ m s}^{-2}$$

$p = 101325{,}0144$ Pa (pascal), odnosno

$p = 1013{,}25$ mb (milibar),

s obzirom da se pored Pa (pascal) za izražavanje vazdušnog pritiska koriste u meteorologiji jedinice bar (1 bar = 10^5 Pa) i milibar (1 mb = 10^2 Pa).

Živin stub, visina 1 mm, vrši pritisak od 1,33322 mb, jer je 1013,25 : 760 = 1,33322. Znači pritisak vazduha izražen u milibarima određuje se kada se dužina živinog stuba u barometru, izražena u mm, pomnoži sa 1,33322.

42. PROMENA VAZDUŠNOG PRITISKA SA VISINOM

Vazdušni pritisak se ne menja u horizontalnom pravcu u mirnoj atmosferi (30), ali se smanjuje sa porastom nadmorske visine. Ovo nastaje iz sledećih razloga:

1. Pri porastu nadmorske visine skraćuje se vazdušni stub koji vrši pritisak vertikalno naniže.

2. Gustina vazduha opada sa porastom nadmorske visine, usled zemljine teže, koja privlači teže vazdušne čestice ka zemljinoj površini, pa se usled toga smanjuje i vazdušni pritisak.

Ali, vazdušni pritisak se ne smanjuje ravnomerno sa porastom nadmorske visine, već se u nižim slojevima smanjuje brže, a sve sporije što je visina veća. Ovo dolazi kao posledica opadanja gustine vazduha sa visinom. Sem toga, ovo smanjivanje vazdušnog pritiska sa porastom visine zavisi još od temperature vazdušnog stuba i stepena zasićenosti vazduha vodenom parom. Ipak se može reći da vazdušni pritisak opada sa visinom dosta pravilno, pravilnije nego ma koji drugi meteorološki elemenat, te se zato njegovo opadanje sa visinom može odrediti pomoću matematičkih jednačina. Pri izvođenju jednačine o opadanju vazdušnog pritiska sa visinom polazi se od poznate jednačine gasnog stanja.

Za praktične potrebe upotrebljava se jednačina od Babinea, koja ima oblik:

$$p_0 + p_1 = 2 \times 8000\,(1 + \alpha t)\,\frac{p_0 - p_1}{h}, \qquad (40)$$

ili rešenjem po h

$$h = 2 \times 8000\,(1 + \alpha t)\,\frac{p_0 - p_1}{p_0 + p_1} \qquad (41)$$

u kojoj su: p_0 i p_1 — vazdušni pritisci na nadmorskim visinama h_0 i h_1, dok je h — visinska razlika u metrima od h_0 do h_1; t — je srednja temperatura vazdušnog sloja visine h, i α — zapreminski koeficijenat širenja gasova i iznosi $\alpha = \frac{1}{273}$. Kao srednja temperatura t obično se uzima aritmetička sredina između temperatura na visinama h_0 i h_1, tj. $t = \frac{t_0 + t_1}{2}$.

Kao što se vidi, u napred iznetim jednačinama nema vrednosti za vlažnost vazduha, koja ima takođe uticaja na opadanje vazdušnog pritiska sa visinom. Zato se ova jednačina može iskoristiti samo za visinske razlike h koje iznose oko 1500 do 2000 metara, a za veće visine iskorišćavaju se složenije jednačine.

Postoji slična jednačina za opadanje vazdušnog pritiska sa visinom od Laplacea, koji je uvećao zapreminski koeficijenat širenja gasova α na 0,004, te je na taj način donekle uveo i uticaj vlažnosti vazduha. Ta njegova jednačina ima krajnji, takođe skraćeni oblik:

$$p_0 + p_1 = 64\,(250 + t)\,\frac{p_0 - p_1}{h}, \qquad (42)$$

ili rešenjem po h

$$h = 64\,(250 + t)\,\frac{p_0 - p_1}{p_0 + p_1}. \qquad (43)$$

Da se ne bi računalo prema navedenim jednačinama, opadanje vazdušnog pritiska sa visinom može se približno odrediti iz dijagrama na slici 30.

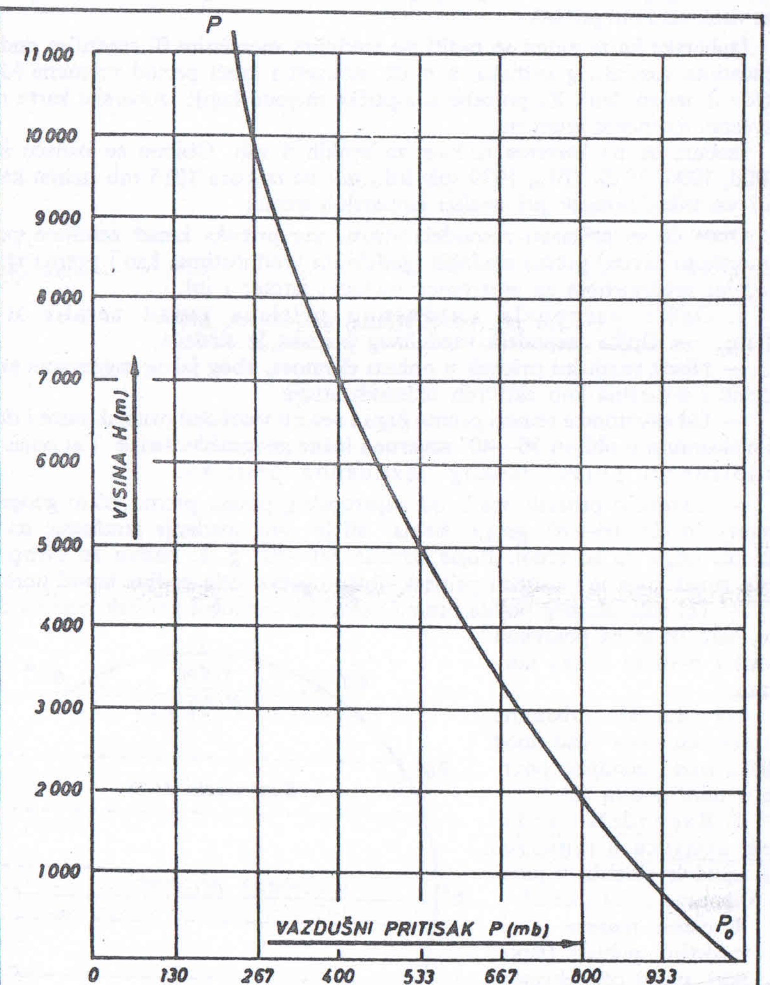
Dijagram na slici 30. nacrtan je prema formuli za internacionalnu normalnu visinu, koja se upotrebljava u vazdušnom saobraćaju, ali koja važi za početni pritisak od 1013,25 mb.

Prema dugogodišnjim srednjim vrednostima vazdušni pritisak iznad Evrope na morskoj površini iznosi 1014 *mb*; na visini 5 km iznosi 538 *mb*, na 10 km — 262 *mb*, na 15 km — 120 *mb* i na visini 20 km iznosi 56 *mb* (29). Odavde izlazi, da je na 5 km visine vazdušni pritisak dva puta manji nego na morskom nivou, a na visini 10 km četiri puta manji i na 15 km visine osam puta manji nego na morskom nivou.

Kada se gustina vazduha ne bi menjala sa visinom, već bila normalna gustina 1,293 kg/m³ na svim visinama, tada bi visina gornje granice atmosfere bila 7991 metar, odnosno okruglo 8000 metara (31).

Vazdušni pritisak opada brže u hladnom vazduhu nego u toplom. To znači, ako je pri morskom nivou vazdušni pritisak isti, kako u hladnom tako i u toplom vazduhu, onda će na nekoj visini, recimo 1000 m, vazdušni pritisak biti veći u toplom vazduhu nego u hladnom (31).

Hann je odredio srednje vrednosti promene vazdušnog pritiska za razne visine, ali pod pretspostavkom da je vertikalni gradijent temperature 0,5° na 100 m visine, i da je pritisak vazduha pri morskom nivou stalno 1016 mb. Njegovi podaci izneti su u tablici 13.



Slika 30. Opadanje vazdušnog pritiska sa porastom nadmorske visine.

Prema podacima iz tablice 13. izlazi da ako se od morske površine popenje 7,9 m uvis vazdušni pritisak će opasti za 1 mb. Međutim, na visini 5000 m treba se popeti 14,7 m uvis (skoro dva puta više nego pri morskom nivou), pa da vazdušni pritisak opadne za 1 mb.

Tablica 13.

Opadanje vazdušnog pritiska sa visinom, prema Hannu.

Na visinu				
Na visinu	0 m	vazdušni pritisak opadne 1 mb za	7,9	m visinske razlike
„ „	500 „	„ „ „ „ „	8,3 „	„ „
„ „	1000 „	„ „ „ „ „	8,8 „	„ „
„ „	1500 „	„ „ „ „ „	9,4 „	„ „
„ „	2000 „	„ „ „ „ „	10,0 „	„ „
„ „	2500 „	„ „ „ „ „	10,6 „	„ „
„ „	3000 „	„ „ „ „ „	11,4 „	„ „
„ „	4000 „	„ „ „ „ „	12,9 „	„ „
„ „	5000 „	„ „ „ „ „	14,7 „	„ „
„ „	6000 „	„ „ „ „ „	16,9 „	„ „

43. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI VAZDUŠNOG PRITISKA

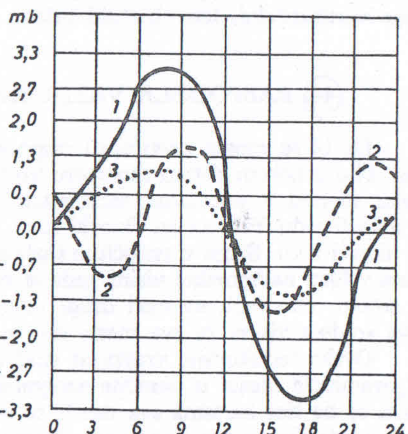
1. **Dnevni tok vazdušnog pritiska.** — Ovaj tok razlikuje se od dnevnog toka drugih meteoroloških elemenata, npr. sunčeva zračenja i temperature vazduha. Dok ovi elementi imaju samo jedan maksimum i jedan minimum u toku dana, odnosno 24 časa, vazdušni pritisak ima dva maksimuma i dva minimuma u toku 24 časa.

U toku dana vazdušni pritisak se menja po prilici na sledeći način:

Od jutra do oko 9—10 časova vazdušni pritisak raste, a zatim opada do oko 15—16 časova; posle toga pritisak opet raste do oko 21—22 časa, i onda opet opada do oko 3—4 časa, kada opet počinje da raste. Prema tome, vazdušni pritisak u toku 24 časa ima dva maksimuma, i to prvi maksimum oko 9—10 časova, a drugi oko 21—22 časa. Isto tako vazdušni pritisak ima i dva minimuma: prvi oko 15—16 časova i drugi oko 3—4 časa.

Ovako izrazita dnevna promena vazdušnog pritiska je gotovo svakoga dana u tropskim predelima. Slične pojave u pogledu vazdušnog pritiska javljaju se i na umerenim i visokim geografskim širinama, ali samo pri tihom i mirnom vremenu. Jer, pri kretanju ciklona i anticiklona, ovaj dnevni tok biva često poremećen.

Dnevni maksimum i minimum su istaknutiji od noćnih. U polarnim krajevima, zatim u dolinama i kotlinama umerenog pojasa javlja se samo jedan maksimum i jedan minimum vazdušnog pritiska u toku dana. Na slici 31. predstavljeni su dnevni tokovi vazdušnog pritiska za tri mesta: na Tihom okeanu u ekvatorskom pojasu, u Dolini smrti u Kaliforniji i u Irkutsku u Sibiru.



Slika 31. Dnevni tokovi vazdušnog pritiska, prema Maljčenku: 1 – Dolina smrti, 2 – Tihi okean, 3 – Irkutsk.

Iz ove slike se vidi da je dnevno kolebanje vazdušnog pritiska veće u Dolini smrti i na Tihom okeanu u oblasti ekvatora nego u udaljenom mestu od ekvatora u Irkutsku. Dnevna amplituda vazdušnog pritiska je u Dolini smrti i na Tihom

okeanu u oblasti ekvatora veća od 3,3 mb, a u Irkutsku ona iznosi svega oko 2,1 mb. To znači da se dnevno kolebanje vazdušnog pritiska smanjuje postepeno od ekvatora prema severu, i u pripolarnim predelima ono skoro sasvim iščezava.

Ispitivanja su još pokazala da se dnevno kolebanje vazdušnog pritiska smanjuje i sa visinom. Na taj način se sa visinom mesta izmeni i oblik krive, te ona ima jedan maksimum i jedan minimum vazdušnog pritiska.

Stvarni uzrok, zašto vazdušni pritisak u toku dana u tropskom pojasu ima dva maksimuma i dva minimuma nije još objašnjen. Može se pretpostaviti da takav tok pritiska ima još neobjašnjivu vezu sa temperaturom vazduha.

Kada vazdušni pritisak u toku dana opada, onda se obično očekuje promena vremena, tj. naoblačenje i padavine. Često leti na nekoliko časova pred nastupanje oluje vazdušni pritisak počne naglo da opada. Zato u praksi treba voditi računa, da li npr. od 10 do 16 časova vazdušni pritisak opada usled njegovog redovnog dnevnog toka ili je to opadanje zbog dolaska neke oluje. Prvo opadanje vazdušnog pritiska je mnogo blaže nego drugo.

Pri porastu vazdušnog pritiska obično se očekuje stabilizacija vremena, tj. nastanak vedrog i tihog vremena.

2. Godišnji tok vazdušnog pritiska. — Godišnji tok vazdušnog pritiska je u pravoj zavisnosti od temperature vazduha. Ovaj tok, nasuprot dnevnom toku, ima najmanje godišnje kolebanje u ekvatorskom pojasu, tj. u pojasu sa najmanjim godišnjim kolebanjem temperature. Sa udaljenjem od ekvatora, prema polovima, uvećavaju se godišnje amplitude temperature, a paralelno sa njima rastu i godišnje amplitude vazdušnog pritiska.

Godišnja amplituda vazdušnog pritiska je iznad okeana mnogo manja nego iznad kopna. Osim toga, vazdušni pritisak iznad okeana ima obrnut tok od pritiska iznad kopna. Na primer, vazdušni pritisak je u unutrašnjosti kontinenta umerenog pojasa zimi najveći, leti najmanji, dok je iznad okeana obratno: najveći pritisak vlada leti, najmanji zimi. U tome se jasno ogledaju veze sa godišnjim tokovima temperature vazduha. U prelaznim oblastima, npr. u Zapadnoj Evropi, zimi preovlađuju kontinentalni, leti okeanski uslovi.

44. RASPODELA VAZDUŠNOG PRITISKA NA ZEMLJI

Da bi se mogla proučavati raspodela vazdušnog pritiska iznad izvesne oblasti, bilo u nekom datom momentu vremena bilo u određenom vremenskom razmaku, moraju se prethodno momentalni ili srednji vazdušni pritisci za sva mesta te oblasti reducirati na isti visinski nivo. U najviše slučajeva ova se redukcija vrši na morski nivo. Samo u naročitim slučajevima, ako se izvesna cela oblast nalazi na dosta velikoj nadmorskoj visini, tada je zgodnije da se vazdušni pritisci svih mesta te oblasti reduciraju na neki drugi nivo, čija se visina može približno uzeti kao neka srednja visina za sva mesta dotične oblasti.

Ovako redukovane vrednosti vazdušnog pritiska na isti nivo upišu se pored odgovarajućih mesta u naročite geografske karte, na kojima se ova mesta nalaze. Kada se na tim kartama sva mesta sa istim vazdušnim pritiscima povežu krivim linijama dobiju se tzv. izobare. Prema tome, izobare su krive linije koje na geografskoj karti spajaju sva mesta sa istim vazdušnim pritiscima, a karte sa takvim linijama zovu se izobarske karte. Takve karte mogu se izraditi za izvesne manje ili veće oblasti zemljine površine, a mogu i za celu zemljinu površinu.

Izobara od 1013 *mb* predstavlja nenormalni vazdušni pritisak. Ako je vazdušni pritisak iznad neke oblasti zemljine površine niži od normalnog, kaže se, da se iznad te oblasti nalazi vazdušna depresija ili ciklon. U slučaju ako je iznad te oblasti vazdušni pritisak viši od normalnog, kaže se da se iznad te oblasti nalazi anticiklon. Prema tome, pojam vazdušne depresije jeste nizak vazdušni pritisak, dok je pojam anticiklona visok vazdušni pritisak.

Izobarske karte mogu se raditi po srednjim mesečnim ili srednjim godišnjim vrednostima vazdušnog pritiska, a može se uzeti i kraći period vremena (dekada, pentada ili jedan dan). Za potrebe sinoptičke meteorologije izobarske karte rade se za izvestan momenat vremena.

Izobare se na kartama izvlače za svakih 5 mb. Obično se izvlače izobare za 1000, 1005, 1010, 1015, 1020 mb, itd., gde se izobara 1015 mb uzima kao normalni vazdušni pritisak pri analizi izobarskih karata.

Ovde će se prikazati raspodela vazdušnog pritiska iznad zemljine površine (na morskom nivou) prema srednjim godišnjim vrednostima, kao i prema srednjim mesečnim vrednostima za ekstremne mesece: januar i jul.

1. Opšta raspodela vazdušnog pritiska iznad zemlje u toku godine. — Opšta raspodela vazdušnog pritiska je sledeća:

— Nizak vazdušni pritisak u oblasti ekvatora, zbog jakog zagrevanja zemljine površine i stvaranja konvektivnih uzlaznih struja.

— Od ekvatorske oblasti prema jugu i severu vazdušni pritisak raste i dostigne svoj maksimum u oblasti 30—40° severne i južne geografske širine. Taj pojas naziva se suptropski pojas visokog vazdušnog pritiska.

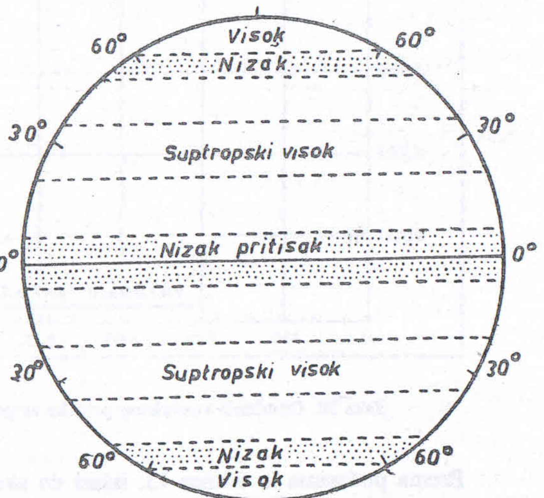
— Vazdušni pritisak opada od suptropskog pojasa prema višim geografskim širinama do oko 60—70° geogr. širina, ali je ovo opadanje izraženije na južnoj polulopti nego na severnoj. Pojas između 60—70° g. š. naziva se subpolarni pojas iznad koga je vazdušni pritisak obično preko cele godine ispod normalnog.

— Od subpolarnog pojasa prema polovima vazdušni pritisak ponova donekle raste, tako da je na polovima vazdušni pritisak iznad normalnog.

Na slici 32. prikazana je opšta raspodela vazdušnog pritiska iznad zemljine površine u toku godine (5).

2. Raspodela vazdušnog pritiska u januaru. — Raspodela pritiska u januaru prikazana je na slici 33.

U ovom mesecu je nizak vazdušni pritisak (ispod 1013 mb) iznad cele ekvatorske oblasti, naročito u severnom delu Australije, južnom delu Afrike i Jiižnoj Americi, gde je pritisak ispod 1008 mb. Od ekvatorske oblasti prema višim širinama pritisak se povećava, tako da se u suptropskim krajevima, između 30



Slika 32. Opšta raspodela vazdušnog pritiska iznad zemlje u toku godine.

i 40° g. š., nalazi pojas visokog vazdušnog pritiska sa obe strane ekvatora (isto kao u godišnjoj raspodeli).

Na južnoj polulopti, gde je tada leto, vazdušni pritisak se brzo smanjuje od 45 do 62,5°, gde iznosi oko 986 mb. Na severnoj polulopti, gde vlada zima, raspored mora i kopna ima vidnog uticaja na raspodelu vazdušnog pritiska. Iznad Azijskog kontinenta je veoma visok vazdušni pritisak, oko 1034 mb. U isto vreme iznad Severne Amerike nalazi se izvesna oblast visokog pritiska, koja se prema severu proširuje do polarnih predela (na slici 33. išrafirani deo).



Slika 33. Raspodela vazdušnog pritiska iznad zemlje u januaru, prema Penndorfu: H — nizak, B — visok.

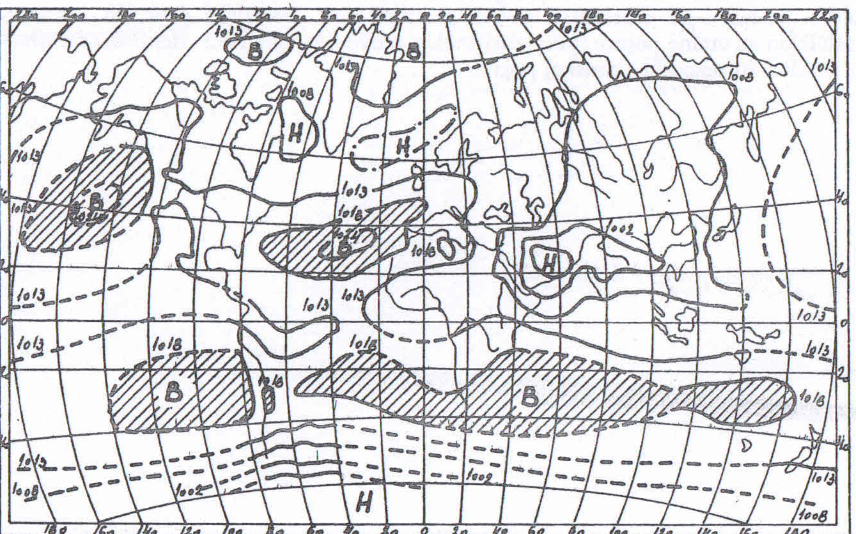
Međutim, nizak vazdušni pritisak razvijen je na vrlo velikim površinama iznad okeana, osobito na Atlantskom okeanu između Islanda i južnog dela Grenlanda, gde je srednji vazdušni pritisak 997 mb, a odatle prema severoistoku proteže se tzv. barometarska dolina, preko Norveškog mora do iznad 70° s.š. To je tzv. islandski minimum ili islandska depresija. Drugi takođe minimum je iznad Aleutskih ostrva na severnom delu Tihog okeana, gde je pritisak oko 1002,6 mb.

Predeli niskog vazdušnog pritiska označeni su na karti (slika 33) tačkastim površinama.

β. Raspodela vazdušnog pritiska u julu. — Ova raspodela prikazana je na slici 34.

U ekvatorijalnom pojasu održava se vazdušni pritisak oko 1013 mb. Odatle prema jugu pritisak raste i na 20 do 30° j. š. nalazi se pojas visokog vazdušnog pritiska od 1018 mb, koji se pruža, kako preko okeana tako i preko kontinenata južnog dela Afrike i Australije. Jedan deo ovog pojasa visokog pritiska nalazi se iznad istočne polovine Tihog okeana. Od 40° j. š. vazdušni pritisak prema jugu brzo opada i na 60° j. š. je 997 mb i niži.

Na severnoj polulopti je tada leto. Nizak vazdušni pritisak se nalazi iznad južne i srednje Azije, a iznad Atlantskog okeana i Tihog okeana u suptropskim širinama, i još dalje prema severu, vlada visok vazdušni pritisak iznad 1018 mb. Oblasti sa visokim vazdušnim pritiscima su na slici 34. išrafirane, a oblasti sa niskim vazdušnim pritiscima predstavljene su tačkastim površinama. U predelu oko Islanda nalazi se oblast sniženog vazdušnog pritiska (oko 1010 mb), a takođe i zapadno od Grenlanda, nad Bafinovim zalivom (oko 1008 mb).



Slika 34. Raspodela vazdušnog pritiska iznad zemljine površine u julu, prema Penndorfu: H — nizak, B — visok.

Oblasti visokog i niskog vazdušnog pritiska nazivaju se, prema Teisserenc de Bortu, aktivni centri atmosfere. Centri koji se vide na slikama 33. i 34. predstavljaju srednje normalne položaje centara aktivnosti (akcione centre). Uzroci koji uslovljavaju da li će iznad izvesnih oblasti preovlađivati nizak ili visok vazdušni pritisak mogu biti dinamičkog ili termičkog karaktera (nejednako zagrevanje kopna i mora). U vezi sa tim postoje:

— stalni (permanentni) aktivni centri i
— sezonski (monsunski) aktivni centri.

Stalni aktivni centri preovlađuju u toku cele godine iznad izvesnih oblasti, npr. oblasti okeanskih anticiklona u suptropskim krajevima. Sezonski aktivni centri pojavljuju se iznad izvesnih oblasti samo u pojedinim godišnjim dobima, npr. oblasti u kojima zimi preovladuje visok a leti nizak vazdušni pritisak.

Na severnoj polulopti postoje sledeći aktivni centri:

— arktički anticiklon,
— islandska depresija,
— aleutska depresija,
— azorski anticiklon,

— honolulski anticiklon,
— azijski (sibirski) zimski anticiklon,
— azijska letnja depresija,
— kanadski zimski anticiklon, a letnja depresija,
— sredozemnomorska (mediteranska) zimska depresija i
— severnoamerička letnja depresija.

Vremensko stanje u Evropi uglavnom zavisi od islandske i sredozemnomorske depresije, kao i od azorskog i sibirskog anticiklona. Islandska depresija i azorski anticiklon su stalne pojave (permanentne), a sredozemnomorska depresija i sibirski anticiklon su sezonske (zimske) pojave.

VI

VODENA PARA U ATMOSFERI

45. FIZIČKO PONAŠANJE VODE

Voda se može nalaziti u jednom od tri agregatna stanja: čvrstom, tečnom i gasovitom (parnom). Na temperaturi ispod 0°C voda se nalazi u čvrstom stanju kao sneg, slana, inje, krupa ili led. Na temperaturi od 0 do 100°C voda se može nalaziti kako u tečnom tako i u gasovitom stanju. Na temperaturi 100°C voda ključa i prelazi sva u gasovito stanje, tako da se na temperaturi iznad 100°C voda nalazi samo u gasovitom stanju kao vodena para. Ali voda se može nalaziti kako u tečnom tako i u gasovitom stanju na temperaturi ispod 0°; ako je voda na temperaturi ispod 0°, tada se takva voda naziva prehlađena voda.

Prelaz vode iz tečnog u čvrsto stanje naziva se mržnjenje, a obratan prelaz naziva se topljenje. Prelaz vode iz tečnog u parno stanje naziva se isparavanje, a prelaz vodene pare u tečno stanje naziva se kondenzacija. Ali vodena para može preći neposredno iz parnog u čvrsto stanje na temperaturi ispod 0°, i to se naziva sublimacija. Voda takođe može da prelazi iz čvrstog u parno stanje, tj. led, sneg, inje i krupa mogu da isparavaju.

Kada voda prelazi iz jednog u drugo agregatno stanje, onda se uvek ili troši (vezuje) ili oslobađa izvesna količina toplote. Pri isparavanju vode troši se oko 2512 J toplot. energ. za 1 gram isparene vode. Ta toplota naziva se latentna toplota. To je, u stvari, skrivena toplota koja se pri kondenzaciji vodene pare opet oslobodi u istom iznosu, tj. kada se 1 gram vodene pare kondenzuje u vodu oslobodi se oko 2512 J i to je tzv. kondenzaciona toplota. Isto tako, kada se 1 gram vode smrzne, oslobodi se oko 335 J toplote, a kada se 1 gram leda istopi utroši se takođe 335 J toplote. Prema tome, kada 1 gram vodene pare pređe neposredno iz parnog u čvrsto stanje, onda se oslobodi oko 2847 J, i to je tzv. sublimaciona toplota. Isto se tolika količina toplote utroši kada 1 gram leda ispari.

Veličine kondenzacione i sublimacione toplote, odnosno latentne toplote, date su samo u približnim iznosima. Inače, tačni iznosi ovih vrednosti zavise od temperature. Postoje razne empirijske jednačine za ove veličine, a ovde će se izneti samo jedna. Prema Maljčenku, kada 1 gram vode ispari, utroši se količina toplote (Q) koja je ravna:

$$Q = 2541 - 2{,}964 \cdot t \ \mathrm{J/g}$$

gde je t — temperatura površine sa koje voda isparava. Iz ove jednačine izlazi da je

pri višim temperaturama potrebna manja količina toplote za isparavanje 1 grama vode. Tako se pri temperaturi $t = 100^0$ troši 2245 J/g. Za isparavanje 1 grama leda potebna je količina toplote (Q_1) koja je ravna:

$$Q_1 = 2876 - 2{,}964 \cdot t \ \mathrm{J/g}$$

Napred navedene jednačine važe i za iznos kondenzacione i sublimacione količine toplote.

46. ISPARAVANJE VODE

Isparavanje vode predstavlja prelaz vode iz tečnog ili čvrstog agregatnog stanja u gasovito, odnosno parno stanje.

Isparavanje vode može biti:

— sa slobodne vodene površine, a takođe i sa površine snega i leda;
— sa površine kopna — podrazumevajući golu zemlju, i
— sa biljnog pokrivača — podrazumevajući i šumu.

Pod isparavanjem podrazumeva se količina isparene vode sa jedinice površine u određenom vremenu. Obično se pod isparavanjem podrazumeva visina vodenog sloja u mm koji je ispario za određeno vreme. Veza između visine vodenog sloja u mm, koji je ispario za određeno vreme, i količina isparene vode sa jedinice površine, za to isto vreme, je sledeća: ako je npr. u toku 24 časa ispario sloj vode visine 3 mm, onda to znači da je sa 1 m² isparilo 3 litra vode.

Pri razmatranju isparavanja moraju se razlikovati dva pojma: stvarno isparavanje i moguće ili potencijalno isparavanje. Stvarno isparavanje predstavlja visinu stvarne isparene vode u mm u određenom vremenskom intervalu. Međutim, potencijalno isparavanje predstavlja visinu vode u mm koja bi mogla da ispari sa vodene površine ili veoma vlažnog zemljišta, pod istim uslovima pod kojima se uzima stvarno isparavanje. Tako, napr., sa vodene površine i površine veoma vlažnog zemljišta stvarno isparavanje je skoro isto kao i potencijalno. U pustinjama je stvarno isparavanje malo (jer je zemljište suvo pa nema šta da ispari), dok je potencijalno isparavanje veoma veliko. Stvarno isparavanje može biti ili ravno ili manje od potencijalnog isparavanja, a nikako ne može biti veće (1 i 12).

Opitima je ustanovljeno da količina isparene vode sa jedinice površine uopšte zavisi:

— od temperature površine sa koje voda isparava,
— od relativne vlažnosti vazduha iznad dotične površine,
— od brzine vetra,
— od vazdušnog pritiska,
— od visine padavina.

Ako je isparavanje sa kopnene površine ili biljnog pokrivača, onda ono još zavisi:

— od reljefa i položaja dotičnog mesta prema stranama sveta,
— od blizine podzemnih voda ka zemljinoj površini,
— od vrste i stanja biljnog pokrivača.

Količina isparene vode u određenom vremenu upravo je proporcionalna veličini površine sa koje se vrši isparavanje, pri inače istim ostalim uslovima. Ukoliko je viša temperatura površine sa koje voda isparava, utoliko je isparavanje veće, pri istim ostalim uslovima. Isparavanje je veće što je manja relativna vlažnost vazduha, tj. ukoliko je vazduh suvlji. Isto tako, ukoliko je brzina vetra veća utoliko je isparavanje veće, pošto vetar odnosi sobom vodenu paru koja je isparila sa vodenih površina, vlažnog zemljišta ili biljnog pokrivača, a time se potpomaže dalje isparavanje, odnosno obrazovanje vodene pare iznad dotične površine. Vazdušni pritisak utiče na isparavanje tako što ukoliko je vazdušni pritisak veći utoliko je isparavanje manje i obratno. Što je veća visina padavina u određenom vremenu to je isparavanje manje. Sve ovo važi ako su ostali uslovi isti.

Prisutnost i stanje biljnog pokrivača takođe utiču na intenzitet isparavanja. Isparavanje je obično veće na južnim padinama nego na severnim. Ukoliko su podzemne vode bliže zemljinoj površini utoliko se voda lakše uzdiže kroz kapilare ka zemljinoj površini i isparavanje je tada veće.

1. Isparavanje sa slobodne vodene površine. — Molekuli vode sa površinskog sloja koji u datom momentu imaju veću brzinu od okolnih molekula, izleću iz sfere uticaja okolnih molekula, a usled toga izleću i iz same tečnosti. Ovo se događa kada pravac kretanja molekula, u trenutku kada se oni nalaze na samoj slobodnoj površini, zahvata dosta veliki ugao sa površinom vode. Molekuli koji izlete iz vode obrazuju gasnu masu iznad slobodne vodene površine. Poznato je da brzina kretanja molekula u vodenoj masi zavisi od temperature same vode. Ukoliko je brzina kretanja molekula veća — u pravcu normalnom na površinu vode — utoliko će veći broj molekula izleteti iz vode napolje. To znači da broj molekula koji izleće iz vode zavisi od temperature vode.

(47)

2. Isparavanje sa površine kopna. — Suština isparavanja sa površine kopna je u tome što voda, koja se nalazi između čestica kopna, bilo na površini ili odmah ispod površine kopna, isparava. Vodena para, u ovom slučaju, odlazi ili neposredno u nadzemnu atmosferu, ili u početku u šupljine kopna, ako ove šupljine nisu napunjene vodom, tj. u podzemnu atmosferu, odakle se pod izvesnim uslovima vodena para uzdiže u nadzemnu atmosferu. Ovde treba imati u vidu dva slučaja:

a. Ako voda ispunjava sve pore (praznine) kopna, i nalazi se u kapilarnom stanju, tada se isparavanje vrši sa površine kapilarnog sloja vode, a u zamenu za isparenu vodu uzdižu se odozdo, usled sile kapilarnosti, nove čestice vode.

b. Voda koja obavija čestice kopna veoma tankim opnama (slojevima) isparava u pore zemlje, a na njihova mesta uzdižu se nove vodene opne.

(48)

3. Isparavanje sa biljnog pokrivača. — Isparavanje sa biljnog pokrivača vrši se na dva načina:

a. Isparavanje iz mikropora samih biljaka, prvenstveno sa lišća biljaka, tzv. transpiracija. Tok ovog isparavanja predstavlja čisto fiziološki proces, koji je u vezi sa opštim životom i rastom biljaka. Približan odnos između rasta biljke i isparavanja sa njene površine je takav da za obrazovanje 1 grama sopstvenog tkiva ispari 300 — 400 grama vode sa površine tkiva u atmosferu, i to je tzv. transpiracioni koeficijent. U zamenu za isparenu vodu sa lišća, biljka izvlači novu vodu iz zemlje svojim korenom, koji dejstvuje po principu pumpe. Prema tome, ukoliko se koreni biljaka pružaju do većih dubina, utoliko će dublje biti isušenje kopna.

Transpiracioni koeficijenat biljaka zavisi od temperature vazduha i relativne vlažnosti vazduha. Ukoliko je relativna vlažnost vazduha veća a temperatura vazduha niža utoliko se smanjuje transpiracioni koeficijenat, a povećava intenzitet asimilacije, i kao rezultat svega je povećanje prinosa (32).

U tablici 14. prikazane su vrednosti transpiracionog koeficijenta za pojedine biljke prema Viljamsu (33).

Tablica 14, *Veličine transpiracionog koeficijenta za pojedine biljke*.

Biljka	Transpiracioni koeficijenat	Biljka	Transpiracioni koeficijenat
Pšenica	1530–235	Grašak	1658–235
Raž	724–377	Repica	912–337
Ječam	676–258	Slačica	1658–269
Ovas	665–401	Lan	1093–787
Proso	447–275	Krompir	448–281
Heljda	646–375	Repa	2083–227
Kukuruz	369–233	Lucerka	1354–520

Kao što se iz tablice 14. vidi, transpiracioni koeficijenat kod pojedinih biljaka varira u velikim granicama.

b. Isparavanje vode od padavina koja se zadržala u krunama drveća i na listovima vegetacije uopšte. Sve dotle dok ova voda ne ispari biljka ne vrši transpiraciju, tj. ona ne troši zalihu vode iz zemljišta.

47. UTICAJ ŠUME I VEGETACIJE NA ISPARAVANJE

Kada je kopno pokriveno šumom ili nekom drugom vegetacijom, onda se tu vrši dvojako isparavanje: sa površine kopna i sa površine vegetacije. Ako se uzme u obzir cela površina stabljika i lišća, pa i srazmerno niske trave, površina sa koje se isparavanje vrši poveća se za 20 i više puta. Drvo prosečne veličine ispari dnevno u vazduh oko 11 litara vode, dok biljka suncokreta ispari za 12 časova oko 1 kg vode, pri toplom i suvom vremenu.

B. Ivanov je, prema ruskim i stranim podacima, odredio visinu isparene vode u toku godine u raznim vegetacionim krajevima na kopnu i ona iznosi za:

— tropske prašume sloj vode od .... 80 — 150 cm,
— savane sloj vode od .... 120 — 140 cm,
— pustinje sloj vode od .... 10 cm,
— južnoevropske šume sloj vode od .... 50 — 70 cm,
— srednjoevropske šume sloj vode od .... 37 — 45 cm,
— mešovite šume sloj vode od .... 40 cm,
— četinarske šume sloj vode od .... 20 — 30 cm, i
— sibirsku tajgu sloj vode od .... 5 — 10 cm.

Prema ovim podacima vidi se kolike količine vode izda vegetacija na isparavanje. Iz tih razloga se relativna vlažnost nad biljnim pokrivačem, a osobito među lišćem, može mnogo povećati. Ali, jako isparavanje može u velikoj meri uticati na vegetaciju pri niskoj temperaturi. Npr., ako posle večernje kiše, koja obilno ovlaži biljke, nastane u toku noći razvedravanje i počne duvati vetar, usled vetra će nastupiti jako isparavanje i snižavanje temperature. A ako se temperatura već inače naglo snižava zbog vedre noći i jake radijacije, može doći do jakog mraza, koji će biljke oštetiti.

Osmatranja u Lesnom, na jugozapadnom delu SSSR-a, pokazala su da je veličina isparavanja sa površine zemljišta, koje je pod detelinom, pri običnim prirodnim uslovima, od maja do septembra, oko 400 mm, a ako se ta površina održava vlažnom,

tj. ako se isparitelj, kojim se meri isparavanje sa zemljine površine, stalno doliva vodom, isparavanje se u tim mesecima poveća na 820 mm. Na taj način, isparavanje sa ovoga zemljišta prevazilazi količinu isparavanja sa vodene površine, koja se nalazi u neposrednoj blizini, čak i pod običnim prirodnim uslovima.

Ako se u šumi nalazi neko jezero, tada će isparavanje sa jezera u šumi biti manje nego npr. sa jezera na otvorenom polju. To isto važi i za isparavanje sa proplanka u šumi u odnosu na isparavanje sa zemljišta na otvorenom polju. Ovakav odnos isparavnja nastupa iz sledećih razloga:

— u šumi je niža temperatura nego na otvorenom polju;
— u šumi je relativna vlažnost vazduha veća nego na otvorenom polju,
— u šumi je brzina vetra manja nego na otvorenom polju.

A sve ovo utiče da je isparavanje slabije na slobodnoj vodenoj ili kopnenoj površini u šumi nego na otvorenom polju. Merenjima je ustanovljeno da je isparavanje sa slobodne vodene površine u šumi manje nego na otvorenom polju, i to:

— u borovoj šumi za 52%,
— u bukovoj šumi za 43%.

48. VLAŽNOST VAZDUHA

Isparena voda sa okeana, mora, jezera, reka, površine zemljišta i biljaka dospeva u atmosferu u vidu vodene pare. U atmosferi se vodena para meša sa vazduhom i, kao svaki drugi gas, ponaša se prema Daltonovom zakonu. To znači da je parcijalni pritisak vodene pare u smesi gasova nezavisan od drugih gasova.

Vodena para u vazduhu čini vazduh **vlažnim**, pa, prema tome, kada se govori o vazduhu atmosfere mora se uvek imati u vidu da je to mešavina suvog vazduha i vodene pare. Ovo naročito važi za troposferu.

Vodena para u atmosferi se rasprostranjuje difuzijom, ali poglavito vazdušnim strujanjima a takođe i vertikalnom konvekcijom i uopšte turbulentnim kretanjima. Parcijalni pritisak vodene pare može poslužiti kao mera za sadržinu vode u vazduhu sve dotle dok se nalazi u parnom stanju.

Vodena para je lakša od vazduha i to u odnosu 0,622. Prema tome, ukoliko je vazduh vlažniji, utoliko je on lakši. Vodena para ima svoj određeni napon ili pritisak, kao i svaki drugi gas. Sa povećanjem sadržine vodene pare u vazduhu povećava se i njen napon. Ali na nekoj određenoj temperaturi vazduh može da primi samo određenu količinu vodene pare u sebe. Npr., ako je temperatura vazduha 20°C, onda 1 m^3 vazduha može da primi samo 17,3 grama vodene pare u sebe. Ako se temperatura vazduha poveća na 25°, tada bi 1 m^3 vazduha mogao da primi u sebe 23,1 gram vodene pare.

Kada vazduh primi tu najveću količinu vodene pare, koju inače na izvesnoj temperaturi može uopšte da primi, kaže se da je vodena para zasićena. U praksi se obično za ovako stanje kaže da je vazduh zasićen vodenom parom. Napon zasićene vodene pare naziva se **maksimalni napon** ili **maksimalni pritisak vodene pare**. Maksimalni napon zasićene vodene pare se obično obeležava sa E, i izražava se, kao i pritisak vazduha, u mb. Može se uzeti u obzir i maksimalna količina vodene pare u 1 m^3 vazduha, i ona se obično obeležava sa *Q*.

Temperatura vazduha na kojoj stvarna sadržina vodene pare predstavlja maksimalni napon vodene pare u mb naziva se temperatura rosne tačke. Na temperaturi rosne tačke vodena para ponovo prelazi u tečno stanje.

Maksimalni napon vodene pare i maksimalna količina vodene pare zavise od temperature, tj. što je viša temperatura, tim više može zapreminska jedinica vazduha primiti u sebe vodene pare. Zavisnost maksimalnog napona (E_v) i maksimalne količine vodene pare (Q_v) od temperature vidi se iz tablice 15. Podaci u tablici 15. važe za vazduh iznad vodene površine.

Tablica 15. *Maksimalni napon zasićene vodene pare (E_v) i maksimalna količina vodene pare (Q_v) u vazduhu iznad vode na raznim temperaturama vazduha*

Temperatura t = °C	−15	−10	−5	0	5	10	15	20	25	30
Maksimalni napon u mb E_v =	1,91	2,85	4,21	6,10	8,72	12,28	17,05	23,38	31,68	42,42
Maksimalna težina vodene pare u gramima u 1 m³ vazduha − Q_v =	1,61	2,38	3,42	4,85	6,81	9,42	12,85	17,32	23,07	30,40

Maksimalni napon vodene pare (E_s) i maksimalna količina vodene pare (Q_s) su na istoj temperaturi u vazduhu iznad zaleđene površine manji nego iznad vode. Brojne vrednosti za E_s i Q_s iznete su u tablici 16.

Tablica 16. *Maksimalne vrednosti E_s i Q_s u vazduhu iznad leda*

t =	−15	−10	−5
E_s =	1,65	2,60	4,01 mb
Q_s =	1,40	2,15	3,02 g/m³

Ako se uporede vrednosti iz tablice 15. sa vrednostima iz tablice 16, onda se vidi kolika je razlika između maksimalnog napona vodene pare u vazduhu iznad vode i iznad leda za iste temperature. Tako, npr., ako je temperatura vazduha iznad leda i iznad vode −5°, onda će 1 m³ vazduha iznad vodene površine moći da primi u sebe najviše 3,42 grama vodene pare, a iznad leda samo 3,02 grama. Znači, ako bi 1 m³ vazduha iznad leda pri temperaturi −5° morao da primi 3,42 grama vodene pare, on bi bio prezasićen i višak vodene pare od 0,40 grama u svakom kubnom metru vazduha morao bi ponova preći sublimacijom u čvrsto stanje.

Brojne vrednosti maksimalnih napona E_v i E_s, koje su iznete u prednjim tablicama, važe samo za vazduh koji se nalazi neposredno iznad ravnih vodenih i ledenih površina. Ako su površine neravne, npr. sferne kao kod vodenih kapljica, maksimalni naponi vodene pare su u ravnotežnom stanju uopšte veći na istim temperaturama nego kod ravnih površina. *V.* Thomson je odredio povećanje ΔE maksimalnog napona zasićene vodene pare za srednje temperature pomoću sledeće jednačine:

$$\Delta E = \frac{1}{r} \cdot 0{,}2546 \cdot 10^{-4} \text{ mb}, \tag{44}$$

u kojoj je r — poluprečnik krivine vodenih kapljica izražen u mm. Prema tome, ukoliko je poluprečnik kapljica r manji utoliko je ΔE veće, što u stvari znači da će pri istoj temperaturi i maksimalni napon zasićene vodene pare biti veći u vazduhu koji se nalazi neposredno oko manje vodene kapljice nego oko veće. Može se dogoditi da, pri istoj temperaturi, vazduh oko veće vodene kapljice bude zasićen vodenom parom a oko manje da još nije zasićen.

Isto tako je maksimalni napon vodene pare u ravnotežnom stanju manji iznad nekog rastvora soli u vodi nego što iznose brojne vrednosti u tablicama 15. i 16. Prema Raoultu, smanjenje maksimalnog napona ΔE_1, iznad slabog rastvora soli u vodi može se odrediti sledećom jednačinom:

$$\Delta E_1 = -E\frac{n_1}{n_0} \text{ mb}, \tag{45}$$

u kojoj je n_1 — broj gram-molekula rastvorene supstancije, a n_0 — gram-molekula rastvarača, dok je E — maksimalni pritisak vodene pare u vazduhu iznad čistog rastvarača, tj. u ovom slučaju iznad vode.

Ove činjenice imaju značaja pri kondenzaciji i sublimaciji vodene pare u atmosferi.

19. 49. VELIČINE ZA OBELEŽAVANJE VLAŽNOSTI VAZDUHA

Sadržina vodene pare u vazduhu je promenljiva i može se brojno izraziti na nekoliko načina, i to:

1. Napon ili pritisak vodene pare. — Napon ili pritisak vodene pare je u stvari parcijalni pritisak vodene pare u ukupnom vazdušnom pritisku, o kome je bilo reči u članu 41. On se obično obeležava sa e, a izražava se kao i svaki pritisak ili napon u milibarima. Ima slučajeva, ali dosta retko, gde se pritisak vodene pare, a takođe i vazdušni pritisak, izražavaju u jedinicama koje se zovu t o r (Torr). U stvari, pritisak od 1 tora ravan je pritisku od 1,333 mb (15).

Maksimalni napon zasićene vodene pare obično se obeležava sa E i izražava se takođe u mb. On se može u zavisnosti od temperature vazduha (t) izraziti empirijskom formulom od Magnusa koja ima oblik:

$$\log E = \frac{a \cdot t}{t + b} + c + \log 1{,}333 \tag{46}$$

gde su: a, b i c konstante i, prema Tetensu, imaju sledeće vrednosti:

a = iznad leda 9,5 iznad vode 7,5
b = iznad leda 265,5 iznad vode 237,3
c = iznad leda 0,6609 iznad vode 0,6609.

Ako neka vazdušna masa nije primila u sebe maksimalnu količinu vodene pare, koju inače na dotičnoj temperaturi može da primi, onda će napon vodene pare e biti manji od maksimalnog napona E.

2. Apsolutna vlaga. — Apsolutnom vlagom (q) naziva se količina vodene pare u gramima koju sadrži 1 m³ vazduha. Ona se može odrediti prema jednačini:

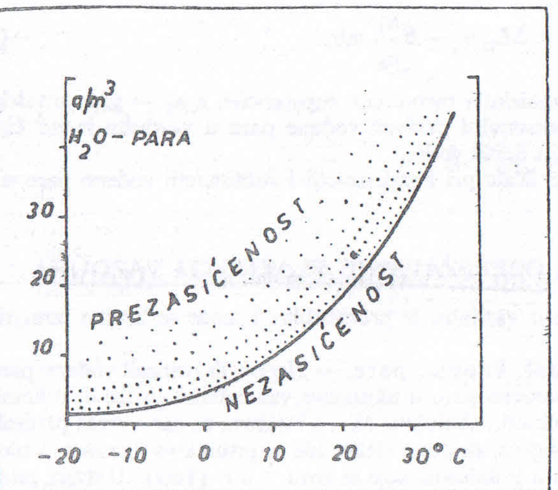
$$q = \frac{0{,}795}{1 + \alpha t} \cdot e \text{ g/m}^3, \tag{47}$$

u kojoj je α — zapreminski koeficijenat širenja gasova, tj.

$$\alpha = \frac{1}{273} = 0{,}00366,$$

t — temperatura vazduha, e — pritisak vodene pare u mb.

Na slici 35. prikazana je promena maksimalne apsolutne vlage u zavisnosti od temperature vazduha (34).



Slika 35. Promena maksimalne apsolutne vlage u zavisnosti od temperature vazduha.

Zbog složenosti određivanja količine vodene pare u gramima u 1 m³ vazduha, na meteorološkim stanicama izračunava se pritisak vodene pare u mb a dobivene vrednosti nazivaju se apsolutnom vlagom, što u stvari nije tačno.

3. Specifična vlaga. — Specifičnom vlagom (S) naziva se količina vodene pare u gramima u 1 kg vazduha, bez obzira na zapreminu. Ona se određuje prema jednačini:

$$S = 622 \frac{e}{p} \text{ g/kg}, \qquad (48)$$

gde je e — pritisak vodene pare u mb, a p — pritisak tisak vazduha takođe u mb.

Specifična vlaga ima naročitog značaja pri ispitivanjima viših slojeva atmosfere.

4. Relativna vlažnost vazduha. — Relativna vlažnost vazduha predstavlja odnos između postojećeg pritiska vodene pare (e) i maksimalnog pritiska vodene pare (E), pri istoj temperaturi vazduha, izražena u %. Ona se može još definisati i kao odnos između one količine vodene pare (q) koja postoji u vazduhu u datom momentu, i one maksimalne količine (Q) koju bi vazduh na dotičnoj temperaturi mogao da primi pa da bude zasićen. Prvi odnos je samo približno ravan drugome, a zasniva se na tome što se vodena para u vazduhu ponaša skoro kao idealan gas.

Relativna vlažnost vazduha (U) određuje se pomoću sledeće jednačine:

$$U = \frac{e}{E} \cdot 100\%, \qquad (49)$$

gde je e — stvarni pritisak vodene pare, a E — maksimalni pritisak vodene pare. Ona se isto može odrediti i prema jednačini:

$$U = \frac{q}{Q} \cdot 100\%,$$

u kojoj je q — apsolutna vlaga u datom momentu, a Q — maksimalna apsolutna vlaga za taj momenat.

Relativna vlažnost vazduha u stvari predstavlja stepen zasićenosti vazduha vodenom parom. Ako je relativna vlažnost vazduha 0%, to znači da je vazduh potpuno suv, a ako je 100% znači da je vazduh zasićen vodenom parom. Prema tome, ako je relativna vlažnost 75%, to znači da je vazduh primio u sebe tri četvrtine od one količine vodene pare koju na dotičnoj temperaturi može da primi u sebe, pa da bude zasićen.

5. Deficit zasićenosti. — Deficit zasićenosti (D) određuje se pomoću jednačine:

$$D = E - e \text{ mb},$$

ili

$$D = Q - q \text{ g/m}^3. \qquad (50)$$

Prema tome, deficit zasićenosti je u stvari razlika između maksimalnog pritiska vodene pare (E) i stvarnog pritiska vodene pare (e) u dotičnom momentu. To isto važi i ako se uzme maksimalna apsolutna vlaga (Q) i momentalna apsolutna vlaga (q) u kubnom metru vazduha. Deficitom zasićenosti označeno je koliko u vazduhu nedostaje vlažnosti pa da bude zasićen vodenom parom.

50. PROMENA PRITISKA VODENE PARE I RELATIVNE VLAŽNOSTI VAZDUHA SA PORASTOM NADMORSKE VISINE

1. Pritisak vodene pare. — Pritisak vodene pare (e) smatra se, prema Daltonovom zakonu, kao parcijalni pritisak u mešavini suvog vazduha i vodene pare. Prema tome, ovaj parcijalni pritisak vodene pare trebalo bi da se smanjuje sa porastom nadmorske visine na isti način kao i ukupni vazdušni pritisak (v. čl. 42). Međutim, merenjima u planinskim predelima ustanovljeno je da pritisak vodene pare opada mnogo brže sa porastom nadmorske visine nego što opada ukupni vazdušni pritisak. Tako je ustanovljeno da se pritisak vodene pare smanji u planinskim predelima do visine 2000 metara na polovinu od one vrednosti koju je imao pri morskom nivou. Prema teorijskom proračunu trebalo bi da on opadne za polovinu tek do visine 7,5 km.

Hann je uveo empirijsku jednačinu o opadanju pritiska vodene pare (e) sa porastom nadmorske visine. Ta jednačina ima oblik:

$$\log e_1 = \log e_0 - \frac{h}{6300}, \qquad (51)$$

u kojoj je e_0 — pritisak vodene pare na donjem nivou H_0, a e_1 — pritisak vodene pare na gornjem nivou H_1, dok je h — visinska razlika ovih nivoa ($H_1 - H_0 = h$) u metrima.

Ova jednačina važi samo za planinske predele. U slobodnoj atmosferi pritisak vodene pare opada nešto brže nego u planinskim predelima. Ovo je ustanovljeno merenjima i ispitivanjima slobodne atmosfere. Na osnovu tih ispitivanja Züring

je postavio drugačiju jednačinu za izračunavanje opadanja pritiska vodene pare sa porastom nadmorske visine u slobodnoj atmosferi. Ta jednačina ima oblik:

$$\log e_1 = \log e_0 - \frac{h}{6}\left(1 + \frac{h}{20}\right), \qquad (52)$$

u kojoj e_1 i e_0 imaju isto značenje kao u Hannovoj jednačini, a h je visinska razlika u kilometrima.

2. Relativna vlažnost vazduha. — Ne postoji neko pravilo o opadanju relativne vlažnosti vazduha sa porastom nadmorske visine. Ipak se mogu donekle postaviti izvesna pravila:

Leti pri tihom i vedrom vremenu vazduh se u dolinama i kotlinama jako zagreva i kao specifično lakši počinje da struji uvis uz planinske strane. Za vreme uzdizanja vazduh se adijabatski hladi a relativna vlažnost mu se povećava (v. čl. 52). Ovo povećavanje relativne vlažnosti događa se do visine kondenzacionog nivoa, kada relativna vlažnost dostigne vrednost 100%. Od te visine pa nadalje relativna vlažnost obično ostaje 100% do planinskih vrhova. Ukoliko se vazduh spušta sa visine prema zemlji, on se adijabatski zagreva a relativna vlažnost vazduha se smanjuje.

Zimi se obično relativna vlažnost vazduha smanjuje sa porastom nadmorske visine, što je u vezi sa inverzijskim slojevima temperature u planinskim predelima.

51. FAZE U KRUŽENJU VODE

Početna faza u kruženju vode jeste isparavanje. Voda uglavnom isparava sa okeanskih površina, koje pokrivaju preko dve trećine zemljine površine. Ostali izvori vodene pare su: reke, jezera, vlažno kopno, a takođe i biljni pokrivač u koji spadaju i šume. Osobito su važni topli tropski i suptropski delovi okeana, koji zauzimaju najveći deo zemljine površine i najviše snabdevaju atmosferu vodenom parom.

Zbog stalnog isparavanja vode sa navedenih površina u atmosferi se uvek nalazi izvesna količina vodene pare. Jedan deo vodene pare ostane u vazduhu i vetrovima biva prenašan u druge krajeve; drugi deo se zbog izvesnih okolnosti kondenzuje u tečno stanje ili sublimira u čvrsto stanje. Vidljivi oblici kondenzacije su npr. oblaci, magle i dr.

Najveći deo kondenzovane i sublimirane vode se većinom izluči iz oblaka i padne na zemljinu površinu kao kiša, sneg, grad i dr. Ako padavine padnu na more ili okean, onda je tu proces kruženja vode završen, jer se isparena voda sa njih ponova vraća u more i okean. Međutim, ako padavine padnu na kopno, onda će jedan deo ponovo da ispari ili da bude upijen u zemljište. Ostatak neisparenih ili neapsorbovanih padavina će nadzemnim ili podzemnim rekama da otekne do mora ili okeana. I tu se krug završava. Kada ne bi bilo tog kruženja vode ne bi bilo ni organskog života na zemlji. Zato se može reći da je kruženje vode u atmosferi (u parnom, tečnom i čvrstom stanju) za organski život isto tako važno kao i vazduh.

52. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI PRITISKA VODENE PARE I RELATIVNE VLAŽNOSTI VAZDUHA

1. Dnevni tokovi. — Količina vodene pare koja se stvarno nalazi u vazduhu, bilo da je izražena u mb kao pritisak vodene pare (e) bilo da je izražena u gramima u 1 m^3 vazduha kao apsolutna vlaga (q), zavisi uopšte od temperature vazduha i stoji sa njom uglavnom u pravom odnosu.

Ipak postoje dva tipa dnevnoga toka pritiska vodene pare i apsolutne vlage, što zavisi da li je u pitanju dnevni tok u vazduhu iznad vodenih površina ili iznad kopna.

Kao prvi tip može se uzeti dnevni tok pritiska vodene pare iznad okeana i mora. Ovaj dnevni tok je potpuno sličan sa dnevnim tokom temperature vazduha. Zato što voda u dovoljnoj količini isparava sa površine mora u atmosferi će postojati skoro stalno zasićenje u maksimalnoj količini vodenom parom. Maksimum pritiska u toku dana je približno kada i maksimum temperature vazduha a minimum pred izlazak sunca, kada je i minimum temperature vazduha. Dnevna amplituda raste zajedno sa dnevnom amplitudom temperature vazduha. To se zbiva u toku cele godine iznad svih vodenih površina, a takođe i iznad kopna, ali samo u zimskim mesecima, kada se ono slabo zagreva sunčevim zracima, tj. kada je dnevno kolebanje temperature malo. Tada i veoma mala sadržina vodene pare u vazduhu zasićava vazduh, i zato napon vodene pare ili apsolutna vlaga iznad kopna mogu sledovati dnevnom toku temperature vazduha.

Drugi tip dnevnoga toka napona vodene pare pojavljuje se u letnjim mesecima, na kontinentu umerenih širina. Tu dnevni tok pritiska vodene pare ili apsolutne vlage ima dva maksimuma i dva minimuma u toku 24 časa. Prvi minimum je izjutra oko 4 časa, a drugi oko 15 časova. Prvi maksimum je oko 9 časova, a drugi oko 21 čas. Ovaj drugi minimum pritiska vodene pare oko 15 časova pripisuje se uzlaznim konvektivnim vazdušnim strujama ,koje su veoma razvijene u toplim časovima dana i koje sobom odnose vodenu paru u visinu. Prema večeri konvektivne struje prestaju i usled toga nastupi drugi maksimum pritiska vodene pare. Na slici 36. prikazan je dnevni tok pritiska vodene pare u Beogradu (kriva e).

Planinski vrhovi imaju drugačije uslove, jer se apsolutna vlaga, a takođe i pritisak vodene pare na njima menja u toku dana, uglavnom u istom smislu sa temperaturom vazduha. Uzrok za ovo leži u tome što u toku dana vazduh struji uz planinske strane i odnosi vodenu paru prema vrhovima. U toku noći vazduh se spušta prema dole, i zato je na tim visinama suvlji i apsolutna vlaga mu je manja.

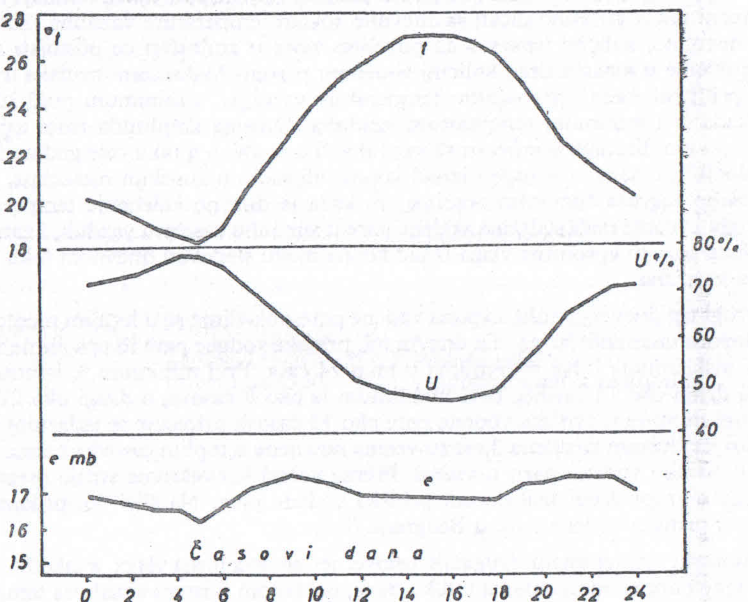
Relativna vlažnost se u toku dana menja uglavnom suprotno od dnevnog toka temperature. Maksimum vlažnosti je pred izlazak sunca, a minimum oko 15 do 16 časova. Amplituda dnevnog kolebanja relativne vlažnosti vazduha iznad kopna je velika, dok je iznad mora i okeana veoma mala. Planinski vrhovi imaju gotovo suprotan tok relativne vlažnosti od mesta u nizijama i dolinama zbog uzlaznih vazdušnih struja. Na slici 36. prikazan je takođe dnevni tok relativne vlažnosti vazduha u Beogradu (kriva U).

Na slici 36. prikazan je i dnevni tok temperature vazduha (t) takođe za mesec jul za isti period (1950 — 1959).

Kao što se vidi na slici 36, dnevni tok relativne vlažnosti (U) je sasvim suprotan od dnevnog toka temperature vazduha (t). Maksimum relativne vlažnosti je u 5 časova, kada je i minimum temperature, a minimum relativne vlažnosti je u 15 i 16 časova, kada je i maksimum temperature vazduha. Te dve krive linije izgledaju skoro kao predmet i lik u ogledalu.

Dnevni tok pritiska vodene pare (e), kao što se na slici 36. vidi, ima dva minimuma i dva maksimuma, i to: prvi minimum u 5 časova, koji je dosta izražen i pada u isto vreme kada je i minimum temperature, a drugi minimum od 15 do 18 časova koji uopšte nije izražen; prvi maksimum je u 9 časova, koji je dobro izražen, a drugi maksimum je od 21 do 23 časa koji takođe nije izražen.

Dnevno kolebanje relativne vlažnosti vazduha, prema slici 36, iznosi 31%, a dnevno kolebanje pritiska vodene pare je samo 1,3 mb, dok je dnevno kolebanje temperature vazduha 8,9°.



Slika 36. Dnevni tokovi: temperature vazduha (*t*), pritiska vodene pare (*e*) i relativne vlažnosti vazduha (*U*) u julu u Beogradu kod Meteorološke opservatorije za period 1950 – 1959, prema K. Milosavljević (35).

2. Godišnji tokovi. — Apsolutna vlaga i napon vodene pare se u toku godine mnogo više prilagođavaju promenama temperature vazduha, nego u dnevnom toku, ne samo na okeanskim nego i u kopnenim mestima i oko planinskih vrhova. Najmanja apsolutna vlaga i napon vodene pare su obično u najhladnijem mesecu, a najveće vrednosti su u najtoplijem mesecu u toku godine.

Veličina godišnjeg kolebanja apsolutne vlage i napona vodene pare zavise od godišnjih promena temperature vazduha, ali ne u potpunosti.

Godišnji tok relativne vlažnosti skoro je suprotan godišnjem toku temperature. Relativna vlažnost vazduha je u toku leta manja, a u toku zime veća. Ali to ne znači da u toku zime ima više vodene pare u vazduhu nego leti. Naprotiv, u toku zime ima manje vodene pare u vazduhu nego leti, ali je zbog niske temperature vazduh zimi zasićeniji vodenom parom nego leti.

(53) UTICAJ BILJNOG POKRIVAČA NA VLAŽNOST VAZDUHA

Kako vodena para isparava sa biljaka, pored isparavanja sa zemljine površine, to biljni pokrivač u velikoj meri uvećava količinu vodene pare u prizemnim slojevima vazduha, tj. uvećava apsolutnu vlagu, odnosno napon vodene pare. Ovo se naročito ispoljava kod šume.

Na osnovu merenja u Austriji, na šumskim stanicama, dobivene su sledeće razlike pritiska vodene pare, između šume i golog zemljišta na raznim visinama u toku leta u tihim danima:

Visina iznad zemlje	5 m	11 m	15,5 m
Razlika šuma — polje	2,47 mb	2,54 mb	2,60 mb.

Odavde se vidi da su vrhovi kruna, koji se nalaze na 15,5 m visine, imali najveću razliku pritiska vodene pare. Osmatranja su pokazala, da pri vetrovitom vremenu, kada mase vazduha prelaze preko šumskog masiva, one tada uvlače vodenu paru u šumu, tako da se povećava i pritisak vodene pare i relativna vlažnost vazduha. Povećanje pritiska vodene pare i relativne vlažnosti primećeno je ne samo na ivici šume, no takođe i u polju na izvesnom odstojanju od ivice šume. Pri tome se pritisak vodene pare može uvećati za 1,3 – 2,7 mb, a relativna vlažnost više od 20 %. Mase vazduha uvećavaju svoju vlažnost prelaskom iznad šume, naročito u jutarnjim i večernjim časovima.

Osmatranja koja je vršio L. F. Rudovitz pokazala su da je u dnevnim časovima obično maksimum pritiska vodene pare u vegetaciji. Na gornjoj površini biljnog pokrivača pritisak vodene pare je manji i naglo opada sa visinom, što se vidi iz sledeće tablice, koja daje tri odvojena primera raspodele pritiska vodene pare u niskoj borovoj sastojini, i to pri vedrom vremenu:

	18. V 10 čas.	21. V 10 čas.	2. VII 10 čas.
75 cm iznad zemlje (40 cm iznad četinara)	7,9 mb	10,0 mb	12,4 mb
40 cm iznad zemlje (5 cm iznad četinara)	8,8 mb	11,1 mb	14,5 mb
10 cm iznad zemlje (unutra u četinarima)	9,9 mb	12,5 mb	14,5 mb

Pri vedrom i suvom vremenu, bez rose, apsolutna vlaga, odnosno napon vodene pare, bio je u večernjim časovima isti kao i po danu, tj. najveća vrednost bila je u vegetaciji. Međutim, ako se vazduh zasiti vodenom parom i stvori se rosa na biljnom pokrivaču, onda se apsolutna vlaga smanji u biljnom području i njena je vrednost tada najmanja.

Osmatranja o raspodeli apsolutne vlage, koja su vršena u parku Lesnog instituta u SSSR-u, pokazala su da guste šumske sastojine hrastovog i jelovog drveća imaju najveću vlagu unutra u krunama i neposredno iznad kruna. Dalje iznad kruna vlaga se smanjuje. Osobito je velika vlaga u krunama drveća u dnevnim časovima. Srednja razlika između apsolutne vlage u unutrašnjosti krune drveta i u termometarskom zaklonu na otvorenom polju bila je u vedre dane: u junu 4,03 mb, u julu 3,89 mb i u avgustu 4 mb. U pojedine dane ta razlika je dostigla 8 mb i više. U 21 čas ta razlika je bila znatno manja i često je menjala znak. Tako je srednja razlika u 21 čas bila u junu + 0,91 mb, u julu – 0,77 mb, i u avgustu – 0,31 mb. Na taj način u večernjim časovima pritisak vodene pare na površini šumskog pokrivača je bio uopšte manji nego na otvorenom polju na visini od 2 metra. Ovo je nastupilo usled obilnog izlučenja rose u večernjim časovima.

Poljske kulturne biljke takođe povećavaju apsolutnu vlagu, odnosno pritisak vodene pare. Tako, npr., osmatranjima na opitnom polju u Novgorodskoj guberniji u julu 1921. godine dobivene su u toku dana sledeće razlkike pritiska vodene pare na visini od 10 cm između unutrašnjosti vegetacije i pooranog zemljišta:

Detelina — ugar (poorano zemljište)	10,4 mb
Ovas — ugar	6,4 mb
Pšenica — ugar	5,5 mb.

U toku leta 1964. godine vršena su merenja vlažnosti vazduha u čokotima vinove loze i na slobodnom prostoru izvan loze u istim momentima vremena i na istim visinama. Ova merenja vršena su na Oglednoj voćarsko-vinogradarskoj stanici Poljoprivrednog fakulteta Radmilovcu kod Beograda u raznim sistemima uzgoja vinove loze. Dobiveni rezultati prikazani su u tablici 17. (36).

Tablica 17. *Srednje dnevne vrednosti pritiska vodene pare u sklopu čokota vinove loze (e) i na slobodnom prostoru izvan vinove loze (e_1) na Radmilovcu u toku leta 1964. godine.*

Sistem uzgoja vinove loze	Pritisak vodene pare mb		
	e	e_1	$e - e_1$
Dvospratna kordunica	16,4	15,1	1,3
Riblja kost (kordunica)	16,1	14,4	1,7
Silvo kordunica	15,5	14,5	1,0
Skljarova kordunica	16,1	14,9	1,2
Nifinova kordunica	15,9	14,3	1,6
Mozerova kordunica	15,6	14,5	1,1
Kosa italijanska pergola	15,5	14,9	0,6

Prema podacima iz tablice 17. vidi se da je veći pritisak vodene pare bio u svim sistemima u vazduhu u sklopu čokota vinove loze, a manji na slobodnom prostoru izvan vinove loze. Najveća razlika bila je kod sistema riblje kosti (1,7 mb), a najmanja kod kose italijanske pergole.

Isto je tako veliki uticaj vegetacije i na relativnu vlažnost vazduha. Relativna vlažnost je, u srednjim godišnjim vrednostima, u šumi veća nego na otvorenom polju. Najmanja je razlika kod borove šume u kontinentalnoj klimi SSSR-a, a najveća kod jelove šume u Švajcarskoj. Najmanja je razlika zimi a najveća leti. Osobito se jako ispoljava uticaj godišnjeg doba na vrstu listopadne šume (bukve i dr.) a manje na jelovim sastojinama.

Osmatranjima na austrijskim opitnim stanicama dobivene su sledeće razlike između relativne vlažnosti u bukovoj šumi i u polju na raznim visinama za vreme tihih letnjih dana (šuma — polje):

Visina iznad zemljine površine	5 m	11 m	15,5 m
Razlika danju	13,5%	12,9%	4,4%
Razlika noću	9,3%	10,8%	10,9%.

Vrhovi kruna na visini od 15,5 m imaju danju najvišu temperaturu a noću najnižu. Usled toga je razlika relativne vlažnosti u toku dana ovde najmanja a noću najveća. Vrednost veće relativne vlažnosti u šumi, u odnosu na polje, objašnjava se na taj način što je u šumi veća sadržina vodene pare nego u polju, i što je temperatura vazduha u šumi niža nego u polju.

Osmatranja L. F. Rudovitza pokazala su da je za vreme sijanja sunca najveća relativna vlažnost vazduha u unutrašnjosti biljnog pokrivača blizu zemljine površine. Iznad biljnog pokrivača ona je manja i opada dalje prema visini.

Razlika između relativne vlažnosti na 10 cm visine u unutrašnjosti biljnih kultura i na visini od 2 metra iznad golog zemljišta (termometarski zaklon) iznosi u srednjim vrednostima za vedre dane:

Pšenica — gola zemlja (2 m)	28%
Raž — gola zemlja (2 m)	24%
Ječam — gola zemlja (2 m)	20%
Ovas — gola zemlja (2 m)	14%.

Iz ovih podataka vidi se kako biljni pokrivač ima znatan uticaj na relativnu vlažnost vazduha. Relativna vlažnost je u biljnom pokrivaču veća u srednjim vrednostima za više od 10%, a u vedrim danima za oko 20%, dok u pojedinim danima razlika je i do 40%.

Merenjima relativne vlažnosti vazduha u čokotima vinove loze i na slobodnom prostoru na Radmilovcu ustanovljeno je da je u vinovoj lozi relativna vlažnost veća za oko 4% nego u vazduhu iznad slobodnog prostora izvan loze.

VII

MAGLA I OBLACI

54. KONDENZACIJA I SUBLIMACIJA VODENE PARE U ATMOSFERI

Vodena para, koja se nalazi u atmosferi, zgušnjava se i prelazi u vodu ili led, kada pritisak vodene pare postane veći od maksimalnog pritiska za dotičnu temperaturu vazduha u datom momentu. U ovakvom slučaju vazduh može postati prezasićen (u odnosu na vodu ili led). Prezasićenost vazduha može se ustanoviti na osnovu podataka relativne vlažnosti npr. ako je relativna vlažnost 120%, znači da se u vazduhu nalazi 20% više vodene pare nego što je maksimalni napon vodene pare.

Vazduh može postati prezasićen u sledećim slučajevima:

— kada se vazduh zasićen vodenom prarom hladi, a pri tome se vazdušni pritisak ne menja;

— kada se, pri istoj temperaturi, vazdušni pritisak povećava;

— kada se, pri istoj temperaturi i istom vazdušnom pritisku, sadržina vodene pare u zapreminskoj jedinici vazduha povećava.

Čim vazduh postane zasićen i prezasićen vodenom parom u njemu uvek treba da nastupi kondenzacija ili sublimacija vodene pare. Međutim, dokazano je da vazduh može biti zasićen i prezasićen vodenom parom a da u njemu ne nastupi kondenzacija ili sublimacija vodene pare. Ovo se može dogoditi samo pod uslovom ako je vazduh potpuno čist, tj. ako u njemu nema sitnih delića, koji služe kao pridodaci u vazduhu, a koji se zovu a e r o k o l o i d i (v. čl. 8).

Ali, ako u vazduh prezasićen vodenom parom dopse veliki broj raznih čestica, onda će se u njemu izvršiti kondenzacija viška vodene pare. Čestice prašine služe kao kondenzaciona jezgra, oko kojih se vodena para lako kondenzuje.

Dokazano je da je za kondenzaciju vodene pare uvek potreban izvestan stepen prezasićenosti. Ovo naročito važi za kondenzaciju u višim vazdušnim slojevima, gde je vazduh dosta čist. Međutim, ako u vazduhu ima dovoljno kondenzacionih jezgara, onda će kondenzacija nastupiti čim vazduh bude dovoljno zasićen vodenom parom, tj. veliko prezasićenje vazduha neće biti potrebno.

Prema tome, kondenzaciona jezgra igraju veoma veliku ulogu pri kondenzaciji vodene pare. Ova uloga može biti sledeća:

1. Ako je svako jezgro dovoljno veliko, onda će se oko njega nahvatati molekuli vodene pare i obrazovati kapljice vode, za koje je okolni vazduh zasićen vodenom parom.

2. Ako ovakva jezgra imaju naročite osobine, npr. električno opterećenje, higroskopnost i dr., tada se molekuli vodene pare, kada se sa njima sukobe, odmah vezuju za njih, i tako se stvaraju vodene kapljice.

3. Može se desiti da su istovremeno ispunjeni uslovi pod 1. i 2.

Istraživanjima je dokazano da obična prašina podignuta sa zemljine površine nema skoro nikakvog uticaja na kondenzaciju vodene pare. Isto je tako dokazano da su za kondenzaciju mnogo važnije higroskopne osobine kondenzacionih jezgara nego što su njihova električna svojstva.

Kao higroskopna kondenzaciona jezgra u atmosferi služe:

— molekuli higroskopnog gasa sumpordioksida (SO_2) i sumportrioksida (SO_3), amonijaka i drugih gasova koji dolaze u vazduh usled sagorevanja pojedinih produkata u kojima ima sumpora;

— veoma mali i čvrsti higroskopni delići, koji nastaju takođe pri sagorevanju izvesnih produkata, kao što su ugalj, benzin i drugi;

— veoma sitni delići morske soli koje vetar uzdiže sa morske površine uvis. Dnevno uzlazno strujanje vazduha od morskih i okeanskih površina znatno povećava u atmosferi broj kondenzacionih jezgara. Kada je vazduh, u kome se nalaze čestice soli, dovoljno vlažan, tada se na njima prvo natapoži sloj vode. Jezgra soli, pod uticajem vode, rastvaraju se i nastanu sićušne kapljice. Te sitne kapljice služe kao tečna kondenzaciona jezgra.

Hlađenje vazduha do temperature rosne tačke, i kondenzacija ili sublimacija vodene pare u atmosferi mogu nastati u sledećim slučajevima:

— pri dodiru vazduha sa hladnim telima, najčešće sa hladnom zemljinom površinom i predmetima na njoj;

— pri gubljenju toplote usled radijacije, naročito pri noćnom hlađenju zemljine površine i vazdušnih masa iznad nje;

— pri adijabatskom širenju i hlađenju vazduha ispod temperature rosne tačke;

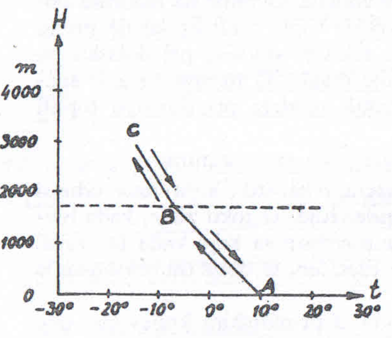
— pri mešanju hladnih i toplih vazdušnih masa.

Sve ovo važi za kondenzaciju i sublimaciju ako u atmosferi ima dovoljan broj kondenzacionih jezgara. Dakle, svi procesi koji snižavaju temperaturu vlažnog vazduha mogu u isto vreme dovesti do kondenzacije ili sublimacije vodene pare. Kao najvažniji među ovim procesima jeste adijabatsko širenje i hlađenje vazduha, koje se dešava pri uzdizanju vlažnog vazduha.

Adijabatski gradijent vlažnog vazduha koji se uzdiže iznosi 1°/100 m visine samo do momenta kada se temperatura vazduha spusti do temperature rosne tačke. Za ovakav uzdižući vazduh kaže se da se hladi po s u v o j a d i j a b a t i, a veličina opadanja temperature vazduha 1°/100 m naziva se s u v o a d i j a b a t s k i g r a d i j e n t. Visina na kojoj se, pri vertikalnom uzdizanju vazduha, njegova temperatura spusti do temperature rosne tačke naziva se k o n d e n z a c i o n i n i v o. Pri daljem uzdizanju i hlađenju vazduha, ispod temperature rosne tačke, vodena para se počne kondenzovati ili sublimirati i izlučivati u tečnom ili čvrstom stanju. Ali se prilikom kondenzacije ili sublimacije oslobađa velika količina latentne toplote, koja smanjuje dalje hlađenje vazduha, te stoga temperatura uzdižućeg vazduha ne opada i dalje 1°/100 m, već opada nešto manje i to oko 0,5 do 0,7° na svakih 100 metara visinske razlike. Za ovakav vazduh kaže se da se hladi po v l a ž n o j a d i j a b a t i, a veličina opadanja temperature od 0,5 do 0,7° na 100 metara naziva se v l a ž n o a d i j a b a t s k i g r a d i j e n t.

Kod silaznih vazdušnih strujanja temperatura se takođe povišava, ali ovde mogu biti dva slučaja:

1. Ako se pri uzdizanju vlažnog vazduha izvršila kondenzacija ili sublimacija vodene pare, ali se nisu izlučile padavine, to će se ove kondenzovane tvorevine (oblaci) nalaziti u vazduhu i pri njegovom spuštanju. Temperatura bi kod silaznog vazduha trebalo da raste po suvoj adijabati 1°/100 m, ali čim vazduh počne da se zagreva pri spuštanju, kondenzovane sićušne kapljice ili čestice leda počnu da isparavaju. Na ovo isparavanje troši se opet toplota u istom iznosu koliko se oslobodila pri kondenzaciji, i zato će temperatura pri spuštanju vazduha da raste na isti način kao što je opadala pri njegovom uzdizanju. To znači, temperatura kod silaznih vazdušnih masa prvo raste po vlažnoj adijabati oko 0,5 do 0,7° na 100 metara, ali čim ove mase vazduha postanu nezasićene, temperatura dalje raste po suvoj adijabati 1°/100 m.

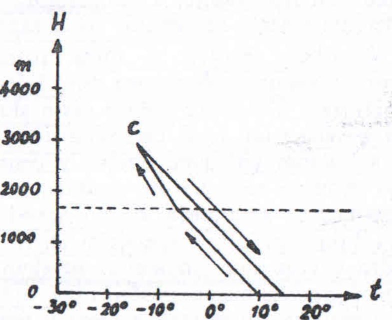


Slika 37. Promena temperature vazduha sa visinom pri adijabatskim povratnim procesima, prema Benui.

Ovo opadanje i porast temperature vazduha može se grafički predstaviti kao na slici 37.

Na ovoj slici prikazano je sledeće. Pri uzdizanju vazduha temperatura je prvo opadala po suvoj adijabati (AB). Na visini B nastupila je kondenzacija vodene pare i stvorili se oblaci ali bez izlučivanja padavina na zemljinu površinu, i temperatura je, pri daljem uzdizanju vazdušne mase, opadala po vlažnoj adijabati (BC). Sa visine C vazdušna se masa spustila ponovo do zemljine površine, i njena se temperatura u istoj srazmeri povisila, tj. prvo po vlažnoj adijabati (CB), a zatim po suvoj adijabati (BA). Pri ponovnom dolasku na zemljinu površinu vazdušna masa je imala istu temperaturu a takođe i istu relativnu vlažnost i istu apsolutnu vlagu, kao i pri početku uzdizanja sa zemlje. Takvi procesi, koji se događaju na isti način, kako u jednom tako i u obratnom pravcu, nazivaju se povratni procesi.

2. Ako se pri uzdizanju vlažnog vazduha izvršila kondenzacija, i kondenzovana vodena para se sva izlučila iz atmosfere na zemljinu površinu u vidu padavina, to je vazduh postao nezasićen i oblaci su iščezli. Opadanje temperature vazduha je u ovakvom slučaju, pri uzdizanju vazduha, takođe bilo prvo po suvoj a zatim po vlažnoj adijabati. Međutim, porast temperature pri spuštanju nezasićenog vazduha je bio samo po suvoj adijabati, jer se kod spuštanja vazduha toplota nije trošila na isparavanje produkata, koji su se izlučili kao padavine. Ovo opadanje i porast temperature prikazano je na slici 38.



Slika 38. Promena temperature vazduha sa visinom pri pseudoadijabatskim procesima, prema Benui.

U takvom procesu vazdušna masa, pri ponovnom dolasku na zemljinu površinu sa visine C ima višu temperaturu od temperature koju je vazdušna masa imala pri zemlji u početku uzdizanja. Ova masa, pri ponovnom dolasku na zemlju, ima manju, kako relativnu vlažnost tako i apsolutnu vlagu, odnosno napon vodene pare. Na slici 38. vidi se da je vazdušna masa pri početku uzdizanja sa zemljine površine imala temperaturu 10°, a pri povratku na zemlju temperatura iste vazdušne mase bila je 14°.

Bezold je ovakve procese nazvao pseudoadijabatski procesi. Prema tome, pseudoadijabatski procesi nastaju onda kada se pri uzdizanju i dinamičkom širenju i hlađenju vazdušnih masa, kondenzovana vodena para izluči u vidu padavina, te se na taj način smanji i odgovarajuća energija uzlazne vazdušne struje.

55. SASTAVNI DELOVI MAGLE I OBLAKA

Čestice iz kojih su sastavljeni oblaci i magla obrazovane su u vidu sićušnih tečnih kapljica ili ledenih iglica i kristala, a ne u vidu mehurića, kako se to ranije mislilo. Prečnik ovih kapljica je od 0,008 do 0,200 mm. Kapljice sa prečnikom od oko 0,015 mm padaju brzinom od 1 cm/sec ili 36 metara na čas.

Prečnici vodenih kapljica magle su, na slobodnom polju, obično između 0,008 do 0,060 mm. Kapljice iz kojih se sastoje oblaci su nešto veće: prečnik kapljica oblaka koji ne daju padavine je između 0,009 i 0,200 mm, a u gušćim oblacima prečnik se povećava i do 2 mm.

Kapljice magle i oblaka mogu da ostanu u tečnom stanju i pri temperaturi ispod 0°. Oblaci sa prehlađenim vodenim kapljicama osmotreni su do temperature od —40°C.

Obrazovanje krupnijih vodenih kapi, kristalnih, kristalastih i amorfnih čvrstih oblika, koji se luče iz oblaka u vidu kiše, snega, grada ili sugradice, je u tesnoj vezi sa stvaranjem oblaka. Povećanje prvobitno obrazovanih kapljica u magli i oblaku nastaje spajanjem nekoliko kapi ujedno. To se naziva koagulacija.

Sem toga, kapljice se povećavaju jedne na račun drugih. Oblak koji je istovremeno sastavljen od prehlađenih vodenih kapljica i ledenih kristala po pravilu je labilan. Vazduh je, u takvim slučajevima, oko kapljice nezasićen vodenom parom, a oko ledenih kristala prezasićen. Iz tog razloga kapljice isparavaju, a ta isparena vodena para sublimira oko ledenih i snežnih kristala i oni se povećavaju, tako da se najzad izlučuju iz oblaka. Na isti način povećavaju se krupnije kapljice na račun sitnijih, jer vazduh može takođe biti prezasićen oko krupnijih kapi, dok je nezasićen oko sitnijih kapljica (v. čl. 48).

56. MAGLA

Kondenzovana vodena para u prizemnim slojevima vazduha naziva se magla. Magla je, po međunarodnom sporazumu, takva zamućenost vazduha pri kojoj se okolni predmeti mogu videti samo na udaljenosti od 1 km. Magla se obeležava znakom ≡.

Kao gusta magla smatra se ona pri kojoj je horizontalna vidljivost manja od 200 metara, i ona se obeležava znakom $\equiv^2$. Kao magla srednje gustine smatra se ona pri kojoj je horizontalna vidljivost od 200 do 500 metara. Takva magla obeležava se znakom $\equiv^1$. Ako je vidljivost od 500 do 1000 metara, onda je to retka magla i obeležava se znakom $\equiv^0$. Ako je magla pri zemljinoj površini a nebo se jasno vidi, onda se to karakteriše kao prizemna magla i obeležava se znakom ≡.

Kada je vidljivost veća od 1 km a manja od 10 km, onda se takva zamućenost naziva sumaglica i obeležava se znakom =.

Međutim, po međunarodnom ključu za šifrovanje horizontalne vidljivosti, koji je izdala Svetska meteorološka organizacija, magla se deli na sledeći način:

— gusta magla je kada je horizontalna vidljivost manja od 50 m;
— umerena magla je pri vidljivosti od 50 do 500 m;
— slaba magla je pri vidljivosti od 500 do 1000 m.

Tverski (1) takođe daje definiciju za različite stepene gustine magle kao što je po međunarodnom ključu. On još navodi da je umerena sumaglica kada je horizontalna vidljivost od 1 do 2 km, i ona se obeležava simbolom =, a ako je horizontalna vidljivost od 2 do 10 km, onda je to slaba sumaglica i obeležava se simbolom $=^0$.

Magla se može sastojati iz vodenih kapljica na temperaturi iznad 0°. No i pri temperaturi ispod 0° magla se može sastojati iz prehlađenih vodenih kapljica. Tek na temperaturi oko —10° i nižoj u magli se mogu, pored vodenih kapljica, pojaviti i ledeni kristali. Pri veoma niskim temperaturama magla se može sastojati samo iz ledenih kristala. Ipak osmotreni su slučajevi da se magla sastojala iz vodenih prehlađenih kapljica, čak i pri temperaturi nižoj od —30° (29).

Prema načinu postanka magle se mogu podeliti na:

— magle vazdušnih masa i
— frontalne magle.

Magle vazdušnih masa nastaju u vazduhu koji miruje ili se sporo kreće. Kod ovih magli bitno je to da magla nastaje pri dodiru toplog i vlažnog vazduha sa hladnim telima, gde se vlažan vazduh rashladi do ispod temperature rosne tačke. Isto tako, magla nastaje i mešanjem hladnih i toplih vazdušnih masa.

Magle vazdušnih masa dele se na radijacione i advektivne magle, prema tome da li se stvaraju u vazduhu koji miruje i hladi se iznad zemljine površine, usled zemljine radijacije u toku noći, ili nastaju u vazduhu zasićenom vodenom parom, koji se pod uticajem vetra kreće u horizontalnom pravcu.

1. Radijacione magle. — Ove magle nastaju pri hlađenju zemljine površine i vazduha koji dodiruje zemljinu površinu, te se usled toga i sam rashladi ispod temperature rosne tačke. Ovakve magle se obično stvaraju noću pri tihom i vedrom vremenu i pri jakoj radijaciji zemljine površine. Radijacione magle se obično obrazuju u nizijama gde se skuplja hladan vazduh, ili u vlažnim močvarnim predelima. Ali za stvaranje radijacione magle, sem dovoljne količine vodene pare, u vazduhu treba da postoje i kondenzaciona jezgra, kojih naročito ima u industrijskim predelima. Sem toga, za stvaranje radijacione magle treba da postoje i slaba kretanja vazduha, jer se u tom slučaju vodena para sukobljava sa kondenzacionim jezgrima, što uslovljava brže stvaranje magle. Ali, ako je vetar iole jači, radijaciona magla se neće obrazovati.

Radijacione magle se najčešće stvaraju u zoru, tj. u jutarnjim časovima, kada je temperatura prizemnog vazduha najniža. One se najčešće javljaju u toku zime, a takođe i u toku proleća i jeseni. Prosečna visina radijacione magle iznosi 150—400 metara. Ove magle obično iščezavaju oko 10—11 časova.

Ako su kondenzaciona jezgra jako higroskopna, onda magla može da počne da se stvara pri relativnoj vlažnosti vazduha oko 90—95%, dakle, nije potrebna zasićenost vlažnosti od 100%. Kada se magla obrazuje pri niskim temperaturama od —30° i još nižim, onda se ona može stvarati pri relativnoj vlažnosti od oko 80%. Ovo se može dogoditi iz razloga što je pri takvoj vlažnosti vodena para nezasićena za vodene kapljice ali je zasićena u odnosu na ledene kristale (29).

2. Advektivne magle. — Advektivne magle nastaju pri kretanju vazdušnih masa u horizontalnom pravcu, tj. pri vetru ali čija brzina nije veća od 10 m/s. One se obrazuju pri nailasku toplog i vlažnog vazduha na hladnu površinu.

Topao vazduh, kada naiđe na hladnu podlogu, on se od podloge hladi, i kada se rashladi do temperature rosne tačke i niže, u njemu se pri zemlji obrazuje magla. Debljina ovakve magle može se prostirati do 500 metara visine pa i više. Advektivne magle mogu se obrazovati pri raznim uslovima, i to:

— pri prelasku toplog vazduha sa kopna na hladniju morsku površinu (leti);
— pri prelasku toplog i vlažnog vazduha zimi sa toplijeg mora na hladniju površinu kopna — naročito ako je kopno pokriveno snegom;
— pri premeštanju vlažnog vazduha sa toplije vodene površine na hladniju vodenu površinu, npr., ako vazdušne mase sa površine tople Golfske struje pređu na hladnu Labradorsku struju. Topao vazduh, u takvom slučaju, pri dolasku na hladnu površinu ohladi se i nad vodom se obrazuje magla. U tu vrstu magle spadaju i one koje se obrazuju iznad ledenih arktičkih predela pri duvanju toplih južnih vetrova;
— pri mešanju dveju vazdušnih masa sa različitim temperaturama;
— pri isparavanju vode sa vodenih basena, jezera, reka, itd., koju vetar odnosi prema hladnijim obalama, gde se vodena para kondenzuje. U toku zime, kada hladan i zasićen vazduh prelazi preko tople vodene površine sa koje voda isparava, on prima u sebe još vodene pare, i tako postaje prezasićen, te dođe do obrazovanja magle.

Advektivne magle se najčešće pojavljuju zimi u primorskim krajevima, gde je vazduh pre svega, bogat vodenom parom, a sem toga, i gde postoji velika temperaturna razlika između vazduha iznad kopna i iznad mora. Prema tome, pri prelasku vazduha sa mora na kopno lako se može obrazovati advektivna magla.

Sem navedenih, postoje još i sledeće vrste magle:

— magle isparavanja (29),
— gradske magle i
— suve magle ili čađavine.

3. Magle isparavanja. — Ove se magle najčešće stvaraju u jesen i zimi, i to kada hladan vazduh dođe iznad tople površine vode. Iznad kopna se ovakva magla stvara u večernjim časovima a u toku noći iznad reka i jezera, gde se skuplja hladan vazduh sa obližnjih obala kopna. Magla isparavanja može nastati takođe naveče za vreme padanja kiše ili posle kiše, kada se sa vlažne zemljine površine veoma intenzivno vrši isparavanje, a temperatura vazduha opada. Magla isparavanja se obično kovitla i naglo se rastura, usled zagrevanja od tople vodene površine.

4. Gradske magle. — Ovaj tip magle obrazuje se u velikim gradovima, gde je vazduh zamućen česticama dima i drugim produktima, koji se izbacuju kroz razne dimnjake. Te čvrste čestice često služe kao jezgra kondenzacije na kojima se taloži vodena para, te se tako obrazuje gradska magla. Ova magla se stvara pri tihom i stabilnom vremenu, obično u centralnom delu anticiklona, kada postoji prizemna inverzija temperature vazduha.

Kao primer za gradsku maglu navodi se često poznata „londonska magla", koja je u Londonu dobila specijalni naziv „smog", tj. dimna magla, reč u kojoj je doveden u vezu dim (smoke) sa maglom (fog). смог

Pored gradske magle, postoji i tzv. industrijska magla, koja je u suštini skoro ista kao i gradska, ali je razlika samo u tome što industrijska magla, pored produkata koji nastaju od loženja uglja sadrži često izvesne hemijske primese koje su u vezi sa samom industrijom iznad koje se ova magla obrazuje.

I gradska i industrijska magla sadrže u sebi primese sumpora, naročito sumpordioksida (SO_2). Obe ove vrste magle imaju štetno dejstvo, kako na živi svet tako i na materiju uopšte. To štetno dejstvo ispoljava se u sledećem:

— kišnica gubi svoju čistoću, jer ona spira svu nečistoću koja se nalazi u vazduhu;

— gar, pepeo i druge čvrste čestice padaju neprekidno na zemlju;

— vazduh sadrži vrlo sitne deliće koji posle izvesnog vremena dospevaju u unutrašnjost zatvorenih prostorija gde se natalože po zidovima, podovima, zavesama i po nameštaju, na odelu, koži i dr. Ovako zamućen vazduh dolazi i do pluća ljudi. Usled zamućenosti vazduha rđaju metali, zgrade pocrne, tekstil se kvari, vegetacija zakržljavi i nagaravi se.;

— smanjuje se dužina i intenzitet sunčevog zračenja, razmnožavaju se klice i bakterije i smanjuje prirodna otpornost prema bolestima.

Od gradske i industrijske magle bilo je slučajeva ne samo oboljenja već i smrtnih slučajeva. Tako je, npr., u Londonu od 5. do 9. decembra 1952. usled magle umrlo oko 4000 građana, a veliki broj je oboleo od poremećaja organa za disanje. Tada je ustanovljeno da se ovo smrtonosno dejstvo javilo istovremeno na prostoru od više stotina kilometara.

Ovakvih štetnih slučajeva od magle bilo je još i u drugim delovima sveta, i to: u Belgiji u dolini reke Meze u blizini Lieža od 1. do 5. decembra 1930. godine, u jednoj velikoj industrijskoj oblasti, zatim u Donori u blizini Pitsburga u Pensilvaniji (SAD) takođe 1930. godine. Dva slučaja ovakve magle bila su i u Parizu 1951. i 1954. godine, koji su takođe izazvali izvestan broj smrtnih slučajeva (37).

5. Suve magle ili čađavine. — Simbol za suvu maglu je ∞. Pri pojavi suve magle ili čađavine vazduh je takođe zamućen sićušnim čvrstim česticama. Suva magla se obrazuje pri šumskim požarima kada se u vazduhu nalaze čvrste čestice od dima. Prema tome, suva magla ima često specifičan miris gari. Ovakve retke magle se nekada pojave i iznad velikih gradova i zato ih ne treba mešati sa napred opisanim vlažnim maglama, koje se sastoje iz sićušnih vodenih kapljica ili ledenih čestica. Ako je pri suvoj magli vidljivost od 1 do 2 km, onda se ona obeležava simbolom ∞. Međutim, ako je vidljivost od 2 do 10 km, obeležava se simbolom ∞^0 (1).

57. OBLACI

Oblaci su po svom fizičkom sastavu slični magli. Razlika je samo u mestu postanka i u veličini kapljica. Kapljice magle su manje od kapljica oblaka, jer se kapljice magle nalaze u početnom stadijumu obrazovanja. Sem iz kapljica vode, oblaci se mogu sastojati i iz kristalića leda.

Prema tome, kao oblak može se smatrati skup vodenih kapljica ili sitnih čestica leda, koje lutaju u raznim slojevima vazduha a približavajući se jedna drugoj smanjuju vidljivost u prostoru koji ispunjavaju.

Oblaci daju jasnu sliku o vazdušnim strujanjima na visini u slobodnoj atmosferi. Pravac kretanja oblaka pokazuje pravac vetrova na većim visinama. Prema brzini kretanja oblaka može se izvesti zaključak o brzini vazdušnih struja na visini. Najzad, prema obliku oblaka može se odrediti i vrsta vazdušnih struja u slobodnoj atmosferi. Ako su oblaci jednolični i slojeviti, to znači da je proces kondenzacije u atmosferi nastao bez znatnijih vazdušnih struja. Ako su oblaci gomilastog oblika, oni upozoravaju da u atmosferi ima jakih uzlaznih struja. Ako su oblaci u skoro rastrganom obliku, znači da u atmosferi vladaju jaka turbulentna kretanja (komešanja) vazduha.

(55)

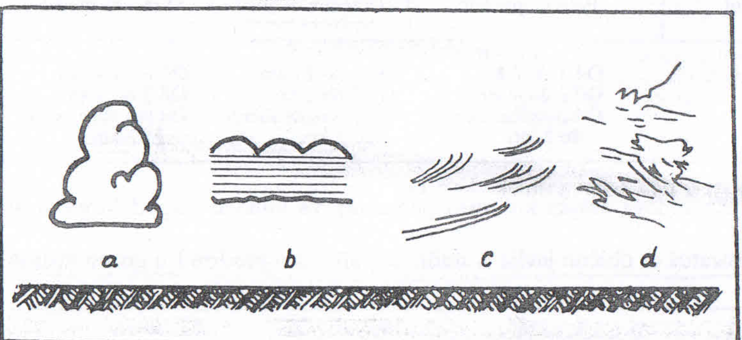
58. PODELA OBLAKA

Neposrednim posmatranjem može se ustanoviti da oblaka ima u različitim oblicima, a da se dosta razlikuju i po boji. Ipak je, i pored te raznolikosti, oblake moguće svrstati u izvesne grupe, koje se mogu videti na nebeskom svodu iznad cele zemljine površine. Oni se uglavnom mogu podeliti:

— po svome spoljašnjem izgledu (po obliku),
— po visini na kojoj se nalaze,
— po načinu postanka i
— po fizičkom sastavu.

1. Podela oblaka prema spoljašnjem izgledu. — Prema spoljašnjem izgledu oblaci se mogu podeliti na:

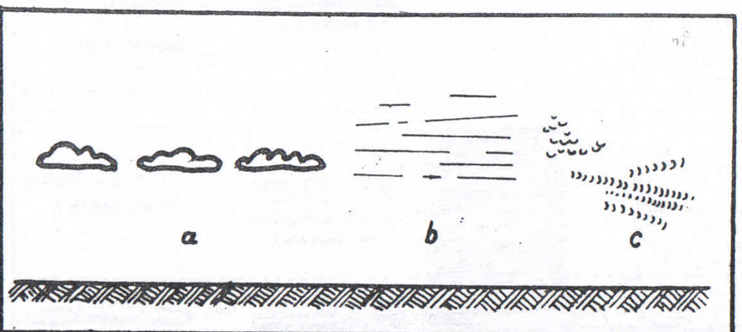
— gomilaste (cumulus) slika 39. pod a,
— slojevite (stratus), slika 39. pod b, i
— perjasto-pramenaste (cirrus), slika 39. pod c i d.



Sliika 39. Spoljašnji izgled pojedinih formi oblaka.

Između ovih glavnih oblika postoje još i prelazni oblici, i to:

— slojevito-gomilasti (stratocumulus), slika 40. pod a,
— perjasto-slojeviti (cirrostratus), slika 40. pod b,
— perjasto-gomilasti (cirrocumulus), slika 40. pod c.



Slika 40. Spoljašnji izgled prelaznih formi oblaka

56

2. Podela oblaka po visini. — Prema Međunarodnom atlasu oblaka (38), oblaci se uglavnom nalaze na visinama između nivoa mora i 18 km u tropskim, 13 km u umerenim i 8 km u polarnim predelima. Deo atmosfere u kojima se pojedini oblaci obično nalaze podeljen je vertikalno u tri visinska sloja, koji su nazvani: gornji, srednji i donji. Oblaci, koji se najčešće pojavljuju u pojedinim visinskim slojevima, su sledeći:

a. gornji sloj: cirrus, cirrocumulus i cirrostratus. Ovi se oblaci često nazivaju i visoki oblaci,

b. srednji sloj: altocumulus,

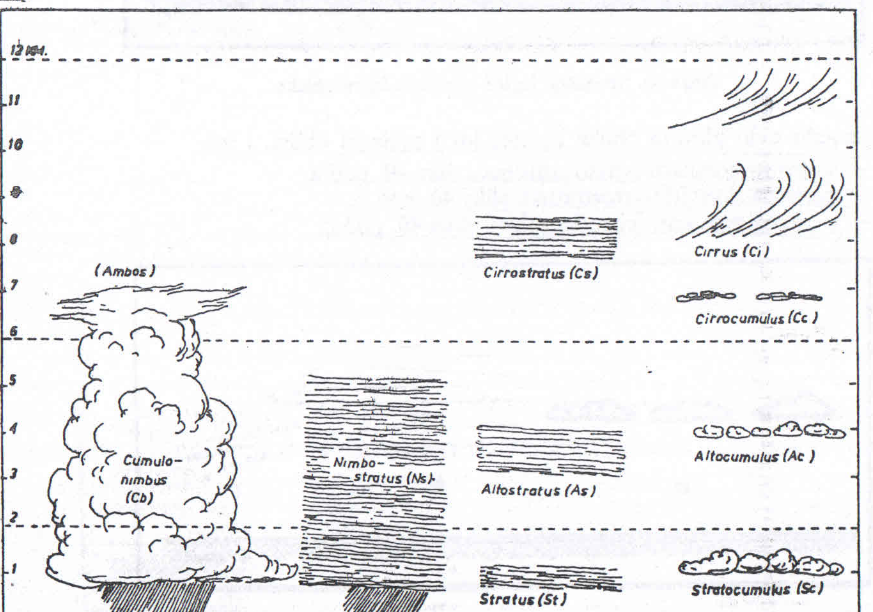
c. donji sloj: stratocumulus i stratus. Ovi se oblaci još nazivaju niski oblaci.

Visina na kojima se pojedini oblaci nalaze prikazana je u sledećem pregledu:

Visinski sloj	Polarni predeli	Umereni predeli	Tropski predeli
Gornji	Od 3 do 8 km	Od 5 do 13 km	Od 6 do 18 km
Srednji	Od 2 do 4 km	Od 2 do 7 km	Od 2 do 8 km
Donji	Od površine zemlje do 2 km	Od površine zemlje do 2 km	Od površine zemlje do 2 km

Što se tiče rodova oblaka koji nisu pomenuti, za njihovu raspodelu po visini važi sledeće:

— altostratus se obično javlja u srednjem, ali često prodire i u gornji visinski sloj;



Slika 41. Spoljašnji izgled, visina i debljina pojedinih oblaka na umerenim širinama.

— nimbostratus se gotovo stalno javlja u srednjem visinskom sloju, ali obično prelazi i u druge slojeve;

— cumulus i cumulonimbus imaju obično baze u donjem sloju, ali često imaju takvo vertikalno prostiranje da im vrhovi mogu da prodru u srednji, pa čak i u gornji sloj.

Na slici 41. prikazani su: spoljašnji izgled, visina i debljina pojedinih oblaka na umerenim širinama (39).

Pored navedenih oblaka, postoje još i pocepani komadi oblaka, koji nose naziv fraktusi (fractus). Oni mogu biti pocepano-gomilasti i nazivaju se fraktokumulusi, i pocepano-slojeviti fraktostratusi.

KRATAK OPIS POJEDINIH OBLAKA
(uglavnom prema Međunarodnom atlasu)

1. *Cirus (cirrus, skraćenica Ci)*

To su razdvojeni oblaci u obliku belih i nežnih vlakana, ili banaka, ili belih uskih pruga. Ovi oblaci imaju vlaknast izgled (kao kosa) ili su svilastog sjaja, ili oboje istovremeno. Sastoje se iz ledenih kristala. Perjasti oblici, ako se pružaju od zapada ili jugozapada prema isotku ili severoisotku, smatraju se kao vesnici promene vremena, tj. naoblačenja i padavina. Oni ne ostavljaju senku na zemlji.

2. *Cirokumulus (cirrocumulus, skraćenica Cc)*

Banak, navlaka ili tanak sloj belih oblaka, bez sopstvene senke, sastavljenih od vrlo malih elemenata u obliku zrnaca, bora, itd., slepljenih ili ne i više-manje pravilno poređanih. Ovi su oblaci sastavljeni od ledenih kristala, pored kojih može da bude i prehlađenih vodenih kapljica, ali ove obično brzo ustupaju mesto kristalima leda. Često imaju talasast oblik.

3. *Cirostratus (cirrostratus, skraćenica Cs)*

Providan, beličast oblačni veo vlaknastog (kao kosa) ili glatkog izgleda, koji potpuno ili delimično pokriva nebo, i u kome se obično javlja „halo" oko sunca ili meseca. Ovaj oblak je poglavito sastavljen od ledenih kristala. On može da se javi u obliku vlaknastog vela u kome mogu da se zapaze i fine brazde; takođe može da dobije izgled magličastog vela.

4. *Altokumulus (altocumulus, skraćenica Ac)*

Banak, navlaka, ili sloj belih ili sivih oblaka, ili istovremeno belih i sivih, obično imaju sopstvenu senku, a sastoje se od ljuspica, oblutaka, valjaka, itd., katkad delimično vlaknastog ili difuznog izgleda, slepljenih ili ne. Ovaj oblak je, bar u najvećem delu, sastavljen gotovo od samih vodenih kapljica. Ipak na vrlo niskim temperaturama mogu da se razviju i ledeni kristali. Altokumulus je najpoznatija vrsta oblaka i može da se javi u više oblika. U izvesnim oblicima ovaj oblak ima prognostički značaj, o čemu će biti reči kasnije. Ovaj oblak se često obrazuje na obodu prostranog, uzlaznog vazdušnog strujanja, ili usled turbulencije ili konvekcije u srednjem visinskom sloju.

5. *Altostratus (altostratus, skraćenica As)*

Navlaka ili sivkast, odnosno plavičast oblačni sloj, izbrazdanog, končastog ili ujednačenog izgleda, koji delimično ili potpuno pokriva nebo i ima delova dovoljno tankih da se kroz njih, bar nejasno, providi sunce kao kroz matirano staklo. Na altostratusu se ne javlja halo. Sastavljen je od vodenih kapljica i ledenih kristala; javlja se uvek u obliku prostranog horizontalnog sloja, čije je vertikalno prostiranje dosta veliko (do nekoliko hiljada metara). Može da se sastoji od više slojeva jednih iznad drugih, na nivoima koji se malo razlikuju. U izvesnim slučajevima, talasanje ili široke paralelne pruge jasno su vidljive.

Altostratus je oblak iz kojega padaju padavine. On najčešće postaje laganim dizanjem prostranih vazdušnih slojeva na dovoljno veliku visinu.

6. *Nimbostratus (nimbostratus, skraćenica Ns)*

Siv oblačni sloj, često taman, koji izgleda rasplinut zbog više-manje neprekidnog padanja kiše ili snega koji, u najviše slučajeva, dostižu do zemlje. Debljina ovoga sloja je svuda dovoljna da potpuno sakrije sunce. Nimbostratus se sastoji iz kapljica vode (ponekad prehlađenih), kišnih kapi, snežnih kristala i snežnih pahuljica, ili mešavine ovih tečnih i čvrstih čestica. Obično se javlja u obliku prostranog niskog sloja, zatvoreno sive boje, sa vrlo rasplinutom bazom iz koje padaju neprekidne padavine u obliku kiše, snega ili ledenih zrnaca.

Donja površina nimbostratusa je često, delimično ili potpuno, sakrivena niskim iskidanim oblacima. Ovaj oblak najčešće nastaje laganim dizanjem prostranih, horizontalnih vazdušnih slojeva na dovoljnu visinu.

7. *Stratokumulus (stratocumulus, skraćenica Sc)*

Banak, navlaka ili siv, odnosno beličast oblačni sloj, ili istovremeno siv i beličast, u kome skoro uvek ima tamnih delova sastavljenih od slepljenih ili razdvojenih ploča, oblutaka valjaka, itd. Sastoji se od vodenih kapljica, koje su ponekad praćene kišnim kapima ili krupom, a ređe snežnim kristalima i snežnim pahuljicama. On po svome gomilastom obliku često liči na kumulus, a po svojoj velikoj rasprostranjenosti i obliku liči na stratus. Iz stratokumulusa ponekad padaju padavine slabog intenziteta u obliku kiše, snega i krupe.

8. *Stratus (stratus, skraćenica St)*

Obično siv oblačni sloj, ujednačene baze, iz kojega mogu da padaju sipeća kiša, ledene prizmice ili zrnast sneg. Kada se kroz sloj providi sunce, njegove se konture jasno razabiraju. Ponekad se stratus javlja u obliku iskidanih banaka. On je sastavljen od sitnih vodenih kapljica, ali na vrlo niskim temperaturama ovaj oblak može da se sastoji od sitnih čestica leda. Kada je gust ili debeo, stratus često sadrži kapljice sipeće kiše, a ponekad ledene prizmice ili zrnast sneg.

Stratus se najčešće javlja u oblku sivog sloja, magličastog i dosta ujednačenog izgleda, čija je baza dovoljno niska da prekrije vrhove brežuljaka ili visokih građevina. U stvari, ovaj oblak je sličan magli pri zemljinoj površini. Nastaje usled radijacije vazdušnih masa ili usled mešanja toplog i hladnog vazduha na donjoj granici inverzijskog sloja. Ponekad nastaje i uzdizanjem sloja magle usled zagrevanja zemljine površine ili povećanja brzine vetra.

Iz stratusa mogu da se luče slabe padavine u vidu sipeće kiše, ledenih prizmica ili zrnastog snega.

9. *Kumulus (cumulus, skraćenica Cu)*

Razdvojeni, obično gusti oblaci sa jasno omeđenim konturama, a vertikalnim razvićem u obliku kupola ili tornjeva, čiji su gornji delovi pupeći, i često liče na glavicu karfiola. Delovi ovih oblaka, koji su osvetljeni suncem, najčešće su bliještavo bele boje; njihova relativno tamna baza je približno horizontalna. Kumulusi su ponekad iskidani. Oni su sastavljeni poglavito od vodenih kapljica; ledeni kristali mogu da se formiraju u delovima ovih oblaka, u kojima je temperatura niža od 0°.

Kumulusi mogu istovremeno da se nalaze u različitim stadijumima vertikalnog razvića. Mogu da budu slabog vertikalnog prostiranja i da izgledaju spljošteni. Ponekad se javljaju u obliku malih oblaka sa iskidanim obodima, čije se konture neprestano menjaju i to često vrlo brzo. Ovo je oblak koji nastaje usled uzlaznog vazdušnog strujanja, i zato ima veliko vertikalno rasprostranjenje a malo horizontalno. Za stvaranje kumulusa mora da postoji veliki labilitet u atmosferi, tj. da temperatura vazduha u donjim slojevima atmosfere naglo opada sa visinom. Ovo se može dogoditi: pri zagrevanju zemljine površine sunčevim zračenjem ili pri zagrevanju hladnih vazdušnih masa koje prelaze preko neke tople površine, pa se neprestano zagrevaju od podloge.

10. *Kumulonimbus (cumulonimbus, skraćenica Cb)*

Moćan i gust oblak, znatnog vertikalnog prostiranja, u obliku planine ili ogromnih tornjeva. Njegovi najviši delovi imaju končastu strukturu i to u obliku nakovnja ili široke perjanice. Kumulonimbusi su sastavljeni od vodenih kapljica i, naročito u njihovim gornjim delovima, od ledenih kristala. Sadrže, takođe, i velike kišne kapi i, često, snežne pahuljice, krupu, sugradicu ili krupna zrna grada. Vodene kapljice i kišne kapljice u Cb mogu biti jako prehlađene. Ovi oblaci mogu da se jave bilo izolovano, bilo poređani u neprekidan niz, sličan velikom zidu.

Normalno se kumulonimbusi razvijaju iz velikih i snažno razvijenih kumulusa procesom neprekidne evolucije. To znači, da se oni stvaraju pri veoma labilnom stanju atmosfere, i to ne samo za vreme toplih letnjih dana, usled jakog zagrevanja zemljine površine, već i usled upada hladnog vazduha. Pri tome dolazi do jačih oluja sa pljuskovima, koje se mogu povećati do frontalnih oluja. Kod frontalnih se oluja na graničnoj površini hladnog i toplog vazduha stvara vazdušni vrtlog oko horizontalne osovine, koji se kreće napred kao kakav valjak.

Iz kumulonimbusa padaju pljuskovi kiše, snega ili grada uz grmljavinu i sevanje.

Na slikama od I do X, na kraju knjige, prikazani su pojedini oblaci o kojima je ovde bilo reči.

Osim ovih deset tipova oblaka, postoji još jedan tip oblaka koji se može pojaviti u svima vrstama obrazovanja oblaka. Taj oblak ima sočivasti izgled i najčešće se javlja kao altocumulus lenticularis. Kada se ovaj oblak pojavi na nebu, to je obično znak da je tok stvaranja oblaka prestao i da oblaci počinju postepeno da iščezavaju; ali uskoro posle toga nastupiće novo naoblačenje, koje je često praćeno padavinama. Iz tih razloga ovaj oblak ima prognostičko značenje.

3. **Podela oblaka po načinu postanka.** — Po načinu postanka oblaci se mogu podeliti na **stabilne i nestabilne**, prema tome da li se stvaraju u stabilnoj ili nestabilnoj atmosferi.

Slojeviti oblaci su obično stabilni ili slabolabilni. Oni se obrazuju mahom na donjoj granici inverzijskih slojeva, a mogu se obrazovati i usled hlađenja radijacijom vazdušnih masa u slobodnoj atmosferi. Isto tako, pri talasnom kretanju vazduha stvaraju se na talasnim bregovima oblaci stratokumulusi, a ako su visine veće stvaraju se altokumulusi. Ako se ovakvi talasasti oblaci nalaze na većim visinama (od 6000—7000 m), onda su oni sve tanji; njihova talasasta forma se sve bolje ocrtava. Takvi su oblaci cirokumulusi.

Prema svemu ovome može se zaključiti: da svi oblaci koji imaju slojevitu i talasastu formu, tj. oblaci koji se stvaraju usled radijacije vazduha, kao i usled dodira hladnih i toplih vazdušnih masa, pripadaju grupi stabilnih i slabolabilnih oblaka.

U stabilne i slabolabilne oblake spadaju: stratusi, stratokumulusi, altokumulusi, cirusi, cirostatusi i cirokumulusi.

Oblaci koji se stvaraju pri adijabatskom širenju i hlađenju vazdušnih masa su obično gomilasti oblaci, i to prventsveno kumulusi i kumulonimbusi. Takvi oblaci se ubrajaju u grupu nestabilnih oblaka; ipak kumulusi mogu često biti i prilično stabilni. Pri uzdizanju i hlađenju vazduha nastupiće kondenzacija vodene pare u vazduhu, tj. stvaraće se gomilasti oblaci. Ali ako je atmosfera na visini stabilna, a pogotovo ako se na visini nalazi inverzijski sloj, onda i pri najjačem zagrevanju na zemljinoj površini uzlazne vazdušne struje ne mogu dospeti do velikih visina, i zato će se obrazovati samo manje bele gomile oblaka. Ove gomile oblaka se obično spljošnjavaju, iščezavaju a nove opet stvaraju. Takvi oblaci nazivaju se **kumulusi lepog vremena**. To su dosta stabilni oblaci iako se obrazuju usled adijabatskog širenja i hlađenja vazdušnih masa.

U protivnom slučaju, ako je atmosfera na visini nestabilna, onda će i najmanje zagrevanje zemljine površine izazvati jaka uzlazna strujanja, koja će se uzdizati do velikih visina. Ako je pri tome vazduh još dosta vlažan, onda će se prvo obrazovati oblaci kumulusi, a zatim će se oni razvijati u visinu i od njih će postati kumulonimbusi. Ovi se oblaci uzdižu do velikih visina i njihovi vrhovi dostižu često visinu cirusa. Usled toga, iznad ovih oblaka vide se često beli oblačni slojevi, koji se u vidu nakovnja ili metle nastavljaju na kumulonimbuse (vidi sliku 41). U samom oblaku postoji jako uzlazno strujanje, naročito u gornjoj polovini oblaka, čija brzina može biti 35—40 m/s u veoma jako razvijenim kumulonimbusima. Isto tako, u onom delu oblaka odakle počinju da padaju padavine postoji silazno strujanje vazdušnih masa (31).

Uzlazne vazdušne struje, kao što je rečeno, mogu nastati i na većim visinama, tj. one ne moraju da polaze od zemljine površine, već od izvesne visine pa naviše. Pri ovim strujanjima često se obrazuju na visini oblaci koji se nalaze iznad 3000 metara, a koji imaju oblik raskidanih parčića vate, razbacanih po celom nebu. Ovakvi se oblaci nazivaju altocumulus floccus i oni su vesnici da će uskoro nastupiti pogoršanje vremena. Prema tome, ovi altokumulusi razlikuju se od talasastih stabilnih altokumulusa, o kojima je bilo reči ranije. Jer, dok su talasasti altokumulusi pouzdan znak da je vazduh stabilan, dotle su ovi gomilasti altokumulusi predznaci da na visini u vazduhu vlada labilnost, tj. da u vazduhu na visini postoje uzlazne struje vazduha.

4. **Podela oblaka po fizičkom sastavu.** — Prema fizičkoj klasifikaciji oblaka, koju je postavio Bergeron, oni se mogu podeliti u šest grupa. Ova podela izvedena je prema elementima iz kojih se oblaci sastoje, kao i prema odgovarajućim oblicima padavina iz pojedinih oblaka. Oblaci se mogu sastojati iz sledećih tvorevina:

1. potpunih kristala u vidu iglica (simbol ←→),
2. potpunih kristala i skeleta u vidu suvog snega kao prašina (simboli ←→ i ∗),
3. kristalnih skeleta i sitnih kapljica magle (simboli ∗ i •),
4. sitnih kapljica magle čiji je prečnik manji od 0,05 mm (simbol •),
5. sitnih kapljica čiji je prečnik od 0,05 do 0,5 mm (simbol • i ●),
6. kišnih kapljica čiji je prečnik od 0,5 do 5 mm (simbol • i ●).

Koloidno-stabilni su oblaci čiji je sastav naveden pod 1. i 4.
Koloidno-slabolabilni su oblaci čiji je sastav naveden pod 2. i 5.
Potpuno labilni su oblaci čiji je sastav naveden pod 3. i 6.

Kao što se iz prednjeg vidi, koloidno-labilni oblaci su sastavljeni: ili iz mešavine kristala i vodenih kapljica ili iz vodenih kapljica nejednake veličine.

Cirus, cirostratus i cirokumulus su stabilni oblaci i sastavljeni su od ledenih kristala.

Altostratus je labilan oblak i sastoji se iz mešavine pahuljica snega i najsitnijih kapljica magle. Iz ovog oblaka leti često pada kiša a zimi sneg. Padavine iz As često ne dospevaju do zemljine površine.

Nimbostratus je, kao i altostratus, labilan oblak i sastoji se iz mešavine sitnih kapljica (navedenih pod 4) i krupnijih kapljica (navedenih pod 5. i 6). Veće i teže kapljice luče se iz ovog oblaka u vidu padavina.

Altokumulus je u najviše slučajeva stabilan oblak i sastoji se iz najsitnijih kapljica vode. Iz altokumulusa ne padaju padavine.

Stratus i stratokumulus se obično sastoje iz najsitnijih kapljica, kojima se pridružuju nešto krupnije kapljice (navedene pod 5). Zato se ovi oblaci češće javljaju kao koloidno-slabolabilni oblaci. Krupnije i teže kapljice ponekada sipe iz ovih oblaka. Pri niskim temperaturama mogu da sipe i ledene prizmice ili zrnast sneg.

Kumulus, mada se obično stvara u nestabilnoj atmosferi, često se ponaša kao prilično stabilan oblak, koji se sastoji iz vodenih kapljica. Iz njega dosta često sipe vodene kapljice, ali one ponova isparavaju na izvesnoj visini, te se tako kod izvesnih kumulusa obrazuje ravna horizontalna osnovica. Ponekad iz kumulusa pojedine krupnije kapljice padaju na zemlju.

Kumulonimbus se sastoji u donjim delovima iz vodenih kapljica, a njegovi najgornji delovi su iz ledenih kristala. Ovaj oblak spada u grupu koloidno-labilnih oblaka. Iz njega padaju pljuskovite padavine.

59. OBLAČNOST

Veličina vidljivog nebeskog svoda pokrivenog oblacima naziva se **oblačnost**. To je, u stvari, meteorološki elemenat i određuje se vizuelno slobodnim okom. Oceni se odoka koliki je deo neba pokriven oblacima i to se izrazi u desetinama celog vidljivog neba. To znači podeli se celo nebo na 10 jednakih delova, pa se onda oceni koliko je takvih delova pokriveno oblacima. Kada je nebo potpuno pokriveno oblacima kaže se da je oblačnost 10. Kada uopšte nema oblaka, tj. pri potpuno vedrom nebu, oblačnost se obeležava sa 0, a ako je pola neba pokriveno oblacima onda se beleži da je oblačnost 5, itd.

Ako se na nebu nalazi samo mala količina oblaka, tako da ih nema jedna desetina, onda se ipak uzima kao da je oblačnost 1. Ako je nebo potpuno oblačno a samo se ponegde nalaze vedrine, tj. vidi se nebo, onda se uzima da je oblačnost 9, iako možda ima oblaka više od 9 desetina.

Kada su, npr., oblaci rastureni po nebu u manjim grupama, onda se oni pri osmatranju u mislima skupe u jednu grupu i oceni se koliko desetina neba pokrivaju. Ako se desi da je nebo većim delom pokriveno oblacima i da postoje samo izvesne vedrine rasturene po nebu, onda se u mislima sve te vedrine skupe i oceni koliko ima desetina vedrog neba, pa se prema tome odredi koliko desetina ima pod oblacima.

Oblačnost se može izraziti i u %, kada se ceo nebeski svod uzme kao 100%.

60. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI OBLAČNOSTI

Dnevni tok oblačnosti zavisi od temperature vazduha na dva načina. U ranom jutru pri najnižoj temperaturi vazduha, relativna vlažnost vazduha je dosta velika, pa se, prema tome, i omogućava obrazovanje magle i niskih slojevitih oblaka stratusa. Međutim, u ranim popodnevnim časovima, nastaju konvektivna strujanja vazduha, usled kojih se stvaraju gomilasti oblaci kumulusi. Sem toga, poznato je da su zimi pogodniji uslovi za stvaranje oblaka u najhladnijim časovima, a leti opet u najtoplijim časovima dana. Prema tome, u doba najniže i najviše temperature oblačnost u nekim mestima ima maksimalnu vrednost. Neka mesta imaju maksimalnu oblačnost ujutru, a to su mahom primorska mesta, dok kontinentalna mesta imaju maksimum u popodnevnim časovima.

Minimum oblačnosti nastaje u poznoj večeri ili čak u toku noći.

Godišnji tok oblačnosti pokazuje tešnje veze sa čestinom kretanja barometarskih depresija i anticiklona, kao i sa tokom relativne vlažnosti. Zimski meseci su u Evropi znatno oblačniji, nego letnji, usled preovlađivanja vlažnih vetrova iz zapadnog kvadranta. Najoblačniji je mesec decembar, a najvedriji je avgust. Velika odstupanja su samo u visokim planinskim krajevima, u kojima je godišnji tok oblačnosti gotovo suprotan; letnji meseci imaju veću oblačnost, dok su zimski meseci vedriji.

Prostorna raspodela oblačnosti stoji u dosta tesnoj vezi sa podelom vazdušnog pritiska. Uopšte se može razlikovati jedan pojas velike oblačnosti u blizini ekvatora, zatim dva pojasa sa manjom oblačnošću između 15 i 35^0 severne i južne geografske širine, i onda dva maksimuma oblačnosti između 55 i 65^0 severne i južne geografske širine. Prema tome, pojasevima niskog vazdušnog pritiska i ascendentnih vazdušnih struja odgovara veća oblačnost, a pojasevima visokog vazdušnog pritiska i descedentnih vazdušnih struja odgovara vedrije nebo.

Sem toga, oblačnost je različita iznad mora i iznad kopna. Iznad mora je znatno veća nego iznad kopna. Pri vetru sa mora, naročito ako duva na strmu visoku obalu, oblačnost se povećava, dok se pri vetru sa kopna oblačnost smanjuje. Isto tako, oblačnost se povećava ako vetar duva iz toplijeg prema hladnijem predelu, a smanjuje se ako vetar duva u suprotnom pravcu.

VIII

PADAVINE

61. OPŠTI PODACI O PADAVINAMA

Svi oblici kondenzovane i sublimirane vodene pare u vazduhu, koji se na zemnoj površini pojave u tečnom ili čvrstom stanju, zovu se padavine. Padavine se mogu obrazovati neposredno na zemljinoj površini ili na pojedinim predmetima na njoj, a mogu se obrazovati i u oblacima i pasti na zemlju. Prema tome, postoje dve vrste padavina. U prvu grupu spadaju: rosa, slana, inje i poledica, a u drugu grupu spadaju: kiša, sneg, krupa, sugradica i grad. Stručno ime padavina jeste hidrometeor i.

Padavine su meteorološke pojave (vidi čl. 3) i zato se one obeležavaju simbolima koji su predstavljeni na slici 42.

1. ⌂ – ROSA	6. ❟ – SIPEĆA KIŠA	11. ⁎ – SUSNEŽICA
2. ⌴ – SLANA	7. • – KIŠA	12. △ – SITNA KRUPA (CIGANČIĆI)
3. V – INJE	8. ▽ – PLJUSAK KIŠE	13. △ – KRUPA
4. ▼ – TVRDO INJE	9. * – SNEG	14. △ – SUGRADICA
5. ~ – POLEDICA	10. ↔ – LJUTINA (LEDENE IGLICE)	15. ▲ – GRAD

Slika 42. Simboli za pojedine vrste padavina

62. PADAVINE KOJE SE STVARAJU PRI ZEMLJI

1. Rosa. — Ako se zemljina površina i predmeti na njoj, koji su ne samo dobri zračioci već i loši provodnici toplote, toliko rashlade, da im je temperatura niža od temperature rosne tačke okolnog vazduha, tada će se dodirom vlažnog vazduha sa hladnim predmetima vodena para kondenzovati, i izlučiti u obliku sićušnih vodenih kapljica. Ovo važi onda kada je temperatura rosne tačke iznad 0^0. Takav oblik lučenja vodene pare u kapljice zove se rosa.

Simbol za rosu prikazan je na slici 42. pod 1.

Rosa se obično stvara pri tihom i vedrom vremenu u toku noći, ali ako postoji slab vetar, onda će se rosa intenzivnije izlučivati, jer slab vetar nanosi vodenu paru na pojedine rashlađene predmete. Međutim, ako je vetar jak, on vrši mešanje ohlađenog vazduha iznad same zemljine površine sa toplijim vazduhom, koji je na nešto većoj visini, a to umanjuje stvaranje rose.

Rosa se najviše nahvata na travi, na lišću niskog žbunja i drugih biljaka. Naročito se rosa nahvata obilno na biljkama, koje imaju pogodne gornje površine za radijaciju, a malu moć toplotne provodljivosti od površine zemljišta prema ovim gornjim površinama. Usled toga, izgubljena toplota radijacijom sa gornjih površina biljaka ne može se u isto vreme nadoknaditi iz zemljine unutrašnjosti, te se biljke, a naročito njihove gornje površine, dosta ohlade. Vazduh, koji dodiruje ove ohlađene površine vegetacije, takođe se brzo ohladi do temperature rosne tačke i zato se na gornjim površinama lišća nahvata obilna rosa.

Sem toga, rosa se naročito hvata na vegetaciji još i iz sledećih razloga:

1. Gornja površina lišća vegetacije, koja se hladi radijacijom, je mnogo veća nego ravna površina golog zemljišta.

2. U vazduhu u vegetaciji je relativna vlažnost vazduha veća, pa usled toga se ovaj vazduh pre ohladi do rosne tačke i nastupi kondenzacija nego vazduh iznad golog zemljišta.

Merenjima je ustanovljeno da je, prilikom padanja rose, dosta veliki deo kondenzovane vodene pare poreklom iz zemljišta ili iz biljaka .Rosa je veoma važna za vegetaciju, jer u mnogim suvim krajevima, gde pada veoma malo kiše, rosa daje jedan deo potrebne vode za život biljaka.

Visina padavina od rose može iznositi oko 0,1 do 0,3 mm u toku jedne noći ili 10 — 50 mm u toku godine. Ona se obilno izlučuje u proleće i u jesen, a slabije u toku leta, pošto se vazduh noću u toku leta retko ohladi do temperature rosne tačke. Pri obrazovanju rose oslobađa se latentna toplota koja smanjuje naglo snižavanje temperature prizemnog vazduha, a pri tome se i ublažavaju uslovi za stvaranje noćnih mrazeva u proleće i jesen (1).

M. E. Berland je ukazao na osnovu teorijskog proračuna, da se pri stvaranju rose vodena para izlučuje iz vazdušnog stuba debljine 200 — 300 metara i više, a ne samo iz prizemnog vazdušnog sloja debljine nekoliko metara, kako je to ranije smatrano (1).

2. S l a n a. — Na isti način kako se stvara rosa stvara se i slana, samo pri temperaturi rosne tačke ispod 0⁰. Tada vodena para sublimira i izlučuje se u vidu tankih ledenih kristala, koji imaju oblik ljuščica, iglica ili perja. Ali, ponekada se može obrazovati rosa, pa pri daljem hlađenju ispod 0⁰ smrznuti se i preći u čvrsto stanje. Ovo su veoma retki slučajevi i tada je slana amorfne strukture. Kada je temperatura rosne tačke oko 0⁰, može se istovremeno obrazovati i rosa i slana, prema različitoj moći izračivanja podloge, no slana je većinom obilnija. Ovakva slana nije strogo kristalne strukture, jer je nastala jednovremenim smrzavanjem rose i sublimacijom vodene pare. Slana se mahom sastoji iz tvorevina u obliku perja koje je sastavljeno od zrnaca leda, svrstanih u redove.

Simbol za slanu vidi se na slici 42. pod 2.

3. I n j e. — Inje se sastoji iz sićušnih, hrapavih i slani sličnih oblika, koji se pri maglovitom i oštrom vremenu nahvataju na granama i oštrim ivicama, i to obično na vertikalnim ivicama. Izgleda da su za obrazovanje inja naročito pogodni oni delovi predmeta koji se brzo hlade. Provodljivost toplote nema, pri tome, nikakvog značaja, jer inje pada isto tako na drveće kao i na gvozdene predmete.

Inje se obrazuje u dva razna oblika i to: kao obično inje i kao tvrdo inje.

a. I n j e. — Obično inje predstavlja bele slojeve ledenih kristala, sličnih slani, složenih pretežno na vertikalnim površinama, osobito na uglovima i ivicama predmeta, obično pri prehlađenoj magli ili sumaglici, i to na onoj strani otkuda vetar duva. Na strani prema vetru inje se može nagomilati u velikim količinama, tako da na jedno veće drvo može da se nahvata i do 80 kg inja.

Proces stvaranja inja sastoji se u sledećem: Prehlađene sićušne kapljice magle ostaju u tečnom stanju i na temperaturi ispod 0⁰. Kada ih vetar nosi i kada one udare na neki čvrst predmet, one se odmah zalede oko tog predmeta. Ali zajedno sa ovim prehlađenim kapljicama magle, vetar nosi i vodenu paru, čija je temperatura ispod 0⁰, koja pri sudaru sa čvrstim predmetima sublimira i prelazi odmah u čvrste kristalne čestice, većinom u oblike šestougaonih sistema, koji su slični snežnim pahuljicama. S obzirom da je maksimalni napon vodene pare iznad leda manji nego iznad vode, to će se inje hvatati baš na onim mestima gde se već ranije bilo nagomilalo inje.

Simbol za obično inje vidi se na slici 42. pod 3.

b. T v r d o i n j e. — Tvrdo inje predstavlja neprovidne zrnaste, snegu ili ledu slične mase, koje se talože pri sumaglici i temperaturi ispod 0⁰, na isti način kao i inje. Iz tih razloga tvrdo inje ima kompaktniju i amorfniju strukturu od običnog inja.

Simbol za tvrdo inje predstavljen je na slici 42. pod 4.

Razlika između inja i slane je sledeća: Slana se stvara u hladnijim časovima dana, pri vedrom i tihom vremenu sa slabim vetrićima i pogodnim uslovima za jaku radijaciju, a inje se obrazuje pri mutnom i vlažnom vremenu, naročito pri magli, u toku celoga dana, i to pri duvanju vetra. No inje se može obrazovati i pri vedrom nebu, ali pri sumaglici u prizemnim slojevima, koja se sastoji iz prehlađenih sićušnih vodenih kapljica. Ovo se događa na temperaturi vazduha u prizemlju od —10 do —20⁰.

Inje se često obrazuje posle perioda jakog mraza, kao prethodnik toplijeg vremena, te, prema tome, i n j e i m a p r o g n o s t i č k i z n a č a j.

Pod teretom inja ponekad se polome grane i grančice na drveću ili pokidaju telegrafske žice, itd.

4. P o l e d i c a. — Naslage leda, obično homogene ili prozirne, nastale sleđivanjem prehlađenih kapljica sumaglice ili kišnih kapi, na predmetima čija je površinska temperatura niža od 0⁰C, ili nešto malo viša.

Poledica se obično obrazuje na početku i kraju zime pri temperaturi vazduha oko —3 do —5⁰ (1). Ona nastaje na dva sasvim različita načina:

I. Kada prehlađene kišne kapljice padnu na zemljinu površinu ili na razne predmete iznad zemlje, tada se one odmah smrznu u dodiru sa čvrstim predmetima. Naročtio je jaka poledica i duže se može održati ako je i temperatura na zemljinoj površini ispod 0⁰.

II. Poledica može još nastati i u ovim slučajevima:

a. Ako se posle dugotrajnog jakog mraza dogodi preokret vremena, pri kome padne obična kiša na još smrznutu zemlju i tu se sledi.

b. Isto kao pod a. samo ako padne sitna kiša izmaglica.

c. Ako se posle jakog mraza pojavi iznenadni preokret vremena, pri kome topao i vlažan vetar duva iznad još ohlađene zemljine površine i vodena para se na njemu kondenzuje i zatim smrzne. Prevlake leda su u sva tri slučaja tanke i ne traju dugo. Najjača poledica je u slučaju opisanom pod I. Tada se poledica može nahvatati ne samo na zemljinoj površini već i na drveću, žbunju, telegrafskim, telefon-

skim žicama a naročito na električnim dalekovodovima, gde može izazvati prekide žica i dalekovodova, a takođe i lomljenje grana, pa i celih drveta.

Simbol za poledicu je prikazan na slici 42. pod 5.

Na primer, 1. i 2. decembra 1956. godine bila je jaka poledica na najvišem vencu Fruške Gore. Ona je zahvatila mali prostor, ali je na zahvaćenom prostoru nanela velike štete lomljenjem tamošnje šume (40). Tom prilikom poledica je imala lokalni karakter, a pri njenom stvaranju nije padala samo prehlađena kiša već i sleđena kiša i sneg koji su se naizmenično smenjivali u toku 48 časova. Iz tih razloga opterećenje na drveću bilo je vrlo veliko, što je prouzrokovalo oštećenje šume. Od drveća su naročito oštećene lipe, zatim hrastovi, bukve i grab. Lomljenje je, bilo veće na severnim ekspozicijama nego na južnim i zahvatilo je planinski deo samo iznad 400 metara nadmorske visine. Pojedina drveta stara 30 godina bila su polomljena ili do zemlje ili ispod kruna. Prečnik nekih polomljenih stabala bio je oko 20 cm. Na slici 43. prikazan je jedan snimak polomljene šume na Fruškoj Gori.



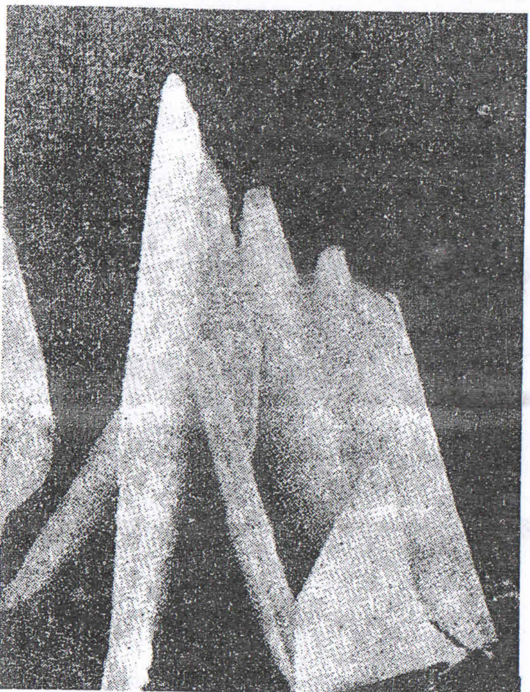
Slika 43. Polomljena šuma 1. i 2. decembra 1956. godine na Fruškoj Gori (Snimio S. Savić).

Drugi slučaj neobične poledice bio je u toku zime 1963/64. godine na snežnom pokrivaču, naročito iznad žitorodnih krajeva u Vojvodini (41). Pojava ove debele ledene kore na snežnom pokrivaču u decembru 1963. godine izazvala je veliku zabrinutost kod proizvođača i stručnjaka, zbog ozime pšenice koja se nalazila ispod snežnog pokrivača i ledene kore. Ova ledena kora trajala je od 20. decembra 1963. do oko 20. februara 1964. godine.

Poledica o kojoj je ovde reč nastala je na sledeći način:

Posle izuzetno toplog perioda vremena, početkom decembra 1963. godine u Panonskoj niziji nastupilo je naglo zahlađenje prouzrokovano talasom hladnog polarnog vazduha. U drugoj dekadi ovog meseca je kraće vreme preovlađivao uticaj sredozemne depresije sa obilnim padavinama. Snežni pokrivač koji je 13. decembra

pao na zamrznuto zemljište bio je različite visine u raznim predelima naše zemlje. Pokraj Novog Sada, kod tzv. Rimskih šančeva, snežni pokrivač je iznosio 20 cm u vremenu između 17. i 20. decembra. Tada je na ovaj snežni pokrivač pala prehlađena kiša i na njemu se obrazovala ledena kora debljine oko 2,5 cm. Preko ledene kore pao je 21. i 22. decembra novi sloj snega debljine oko 20 cm, tako da se ledena kora sada nalazila uglavnom u sredini snežnog pokrivača. Pred kraj decembra nastupilo je pojačano delovanje anticiklona, što je izazvalo razvedravanje i dnevni porast temperature vazduha, tako da su između 25. i 28. decembra temperature vazduha na 5 cm iznad površine snega bile oko 1,0°. Pri ovakvom vremenskom stanju došlo je do topljenja površinskog sloja snega u podnevnim časovima dana, a takođe i do taloženja prehlađenih kapljica magle pri noćnoj radijaciji. Istovremeno je došlo i do smanjivanja visine snežnog pokrivača, usled sleganja, od 41 do 27 cm. Pri noćnom hlađenju na površini snega obrazovala se nova kora leda debljine oko 0,5 cm, dok je u sredini snežnog pokrivača i dalje postojala ledena kora debljine oko 2,5 cm. Ovakvo stanje potrajalo je preko celog januara i sve skoro do kraja druge dekade februara.



Slika 44. Izgled ledenih santi na Oglednom polju Instituta za poljoprivredna istraživanja na Rimskim Šančevima koje su formirane oko 20. decembra 1963 (snimljeno 30. I 1964).

Na slici 44. prikazane su ledene sante od poledice koje su izvađene iz sredine snežnog pokrivača na Rimskim šančevima (41).

Uticaj ove poledice na ozimu pšenicu, kao i mere koje su bile preduzete da se pšenica od poledice zaštiti, prikazane su u radu koji su u spisku literature navedeni pod brojevima (41) i (42).

Tablica 18. *Srednji broj dana sa rosom, slanom, injem i poledicom u Beogradu*

Meseci	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	god.
Rosa	1,9	1,5	6,2	15,8	19,8	17,1	17,7	18,4	18,9	18,0	10,6	4,0	149,9
Slana	10,1	10,8	6,9	1,4	0,1	—	—	—	—	1,8	5,2	8,4	44,7
Inje	2,8	1,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,9	6,7
Poledica	1,6	0,8	0,3	—	—	—	—	—	—	—	0,0	1,8	4,5

U tablici 18. prikazana je čestina prizemnih padavina u Beogradu za period 1921 — 1945. godina u prosečnom broju dana.

Kao što se iz tablice 18. vidi ,najveći broj dana sa rosom u Beogradu bio je u maju a najmanji u februaru. Dana sa rosom je bilo dosta u avgustu, septembru i oktobru . Naprotiv, najveći broj dana sa slanom bio je u februaru, dok naravno od juna do septembra slane uopšte nije bilo. Inje se najčešće javljalo u januaru, a poledica u decembru.

63. TIPOVI PADAVINA IZ OBLAKA

Padavine iz oblaka mogu se obično podeliti na tri tipa: sipeće, frontalne i pljuskovite padavine.

1. Sipeće padavine. — Ove padavine sipe iz gustog i neprekidnog sloja stratusa. To su veoma sitne kapljice vode ili sitne čestice snega ili ledene iglice, koje izgledaju da lebde u vazduhu, i da učestvuju u slabom kretanju samoga vazduha.

2. Frontalne padavine. — Frontalne padavine padaju iz neprekidnog sloja oblaka As — Ns. Ove padavine vezane su za uzlazna kretanja na toplom frontu, o čemu će biti reči kasnije (čl. 84). Glavni oblici ovih padavina su kiša sa kaplicama srednje veličine ili sneg u vidu šestokrakih zvezdica.

3. Pljuskovite padavine. — Padaju iz nestabilnih oblaka, tamnih i gomilastih Cb. Ove padavine se odlikuju kratkotrajnim, ali češćim promenama intenziteta. Glavni oblici ovih padavina su takođe kiša sa krupnijim kapljicama i sneg sa krupnijim pahuljicama. Ovim pljuskovitim padavinama pripada i grad, a najčešće krupa i sugradica i donekle i susnežica. Gomilasti oblaci kumulonimbusi obrazuju se najčešće leti pri tihom i toplom vremenu. Iz njih padaju jaki pljuskovi kiše ili grada uz električna pražnjenja u atmosferi u vidu munje i groma. No Cb mogu nastati i na vazdušnim frontovima, o čemu će takođe biti reči kasnije (čl. 84).

64. OBLICI PADAVINA IZ OBLAKA

1. Kiša. — Prvobitno stvorene sitne vodene kapljice u oblaku rastu putem koagulacije i kada im prečnik postane veći od 0,12 mm, one počnu da padaju prema zemlji. Najveće kišne kapljice ne mogu biti teže od 0,2 grama, što odgovara prečniku od 7 mm. Veće kapi se pri svome padanju raspadnu u sitnije sa maksimalnom težinom od 0,2 grama. Najveća brzina padanja kapljica, koje imaju prečnik od 5 mm, iznosi 8 m/s. Ako su kapljice veće, one se spljošte pri padanju i tada im se otpor poveća a brzina padanja smanji. Stoga uzlazna vazdušna struja brzine od 8 m/s može da održi u lebdenju i najveće kišne kapljice.

Kada kapljice počnu da padaju, onda se događa sledeće:

Ako se oblak nalazi na velikoj visini, i ako je ispod njega vazduh dosta suv, kapljice mogu na svome putu ispariti pre nego što padnu na zemlju. Često se na nebu vide kao neke viseće zavese od oblaka koje ne dostižu do zemlje. Ove zavese često pod uticajem vetra dobiju kos pravac. Tek kada se vazduh do zemljine površine toliko zasiti vodenom parom da se isparavanje znatno smanji, kiša će pasti na zemljinu površinu.

Ustanovljeno je da se kišne kapi luče iz oblaka tek ako oblak ima debljinu oko 700 metara. Tada upravo počinje da sipi, a kada oblaci postanu deblji od 1500 metara, onda iz njih pada kiša.

Kiša sa krupnim kapljicama može da pada na umerenim geografskim širinama samo iz oblaka čiji bar jedan deo ima temperaturu ispod 0^0, i gde se jedan deo padavina pretvorio u čvrsto stanje. Pri ovome nije važno da li su padavine u čvrstom stanju nastale sublimacijom vodene pare ili smrzavanjem vodenih kapljica u oblaku. Kada ove ledene tvorevine padaju kroz vazdušni sloj, čija je temperatura iznad 0^0, one se tope, i tako na zemlju dospevaju kao krupne vodene kapljice (39).

Prema veličini kišnih kapljica i intenzitetu padanja, kiša se može podeliti na: sipeću kišu (izmaglicu), kišu (frontalnu) i prolazne pljuskove.

a. Sipeća kiša (izmaglica). — Prilično ravnomerna padavina, sastavljena je isključivo od mnogobrojnih majušnih vodenih kapljica, koje izgleda kao da lebde u vazduhu i pri tome čine vidljivim i najslabije kretanje vazduha. Prečnik ovakvih kapi je manji od 0,5 mm. Sipeća kiša pada iz niskog i gustog sloja St, koji pokriva celo nebo i može dostizati i do zemljine površine (u vidu magle). Sipeća kiša može ponekad dati znatne količine padavina (do 1 mm na čas), naročito pokraj morske obale i na planinama.

Simbol za sipeću kišu prikazan je na slici 42. pod 6.

b. Kiša. — To je, u stvari, frontalna kiša čije su kapljice krupnije i malobrojnije od sipeće kiše, odnosno izmaglice. Prečnik ovakvih kapi je veći od 0,5 mm, a one padaju kroz miran vazduh brzinom 3 m/s. Prve kapljice ,pri početku kiše, mogu imati prečnik manji od 0,5 mm, ali se one tada razlikuju od sipeće kiše po tome što su malobrojnije i još po tome što padaju iz sloja As—Ns. Ova kiša može padati duže vremena (satima pa čak i danima sa izvesnim manjim ili većim prekidima).

Simbol za ovakvu vrstu kiše prikazan je na slici 42. pod 7.

c. Prolazni pljuskovi. — Prolazni pljuskovi padaju iz Cb i to leti kada je jako zagrevanje površine ili pri nailasku tzv. hladnog fronta (v. čl. 84). Pljuskovi kiše su mahom vezani za olujno vreme. O olujama i pljuskovima biće reči kasnije (v. čl. 90).

Simbol za pljuskove kiše prikazan je na slici 42. pod 8.

U kišnici se nalazi manja ili veća sadržina nitrata, amonijaka, azotaste kiseline, šalitrene kiseline i nekih drugih hemijskih jedinjenja. Po analizi kišnice u Monsuri (u Parizu) utvrđeno je da 1 litar kišnice sadrži oko 2 mg azota u vidu amonijaka i 0,7 mg u vidu azotaste kiseline. Izgleda da je njihovo prisustvo u kišnim kapljicama potpomognuto električnim pražnjenjima u vazduhu, i to ne samo munjom i gromom nego i inače, jer u kišnici ima zimi više nitrata nego leti. Takav sastav kišnice je neobično važan za vegetaciju, jer sadrži u sebi hranljive materije, koje znatno utiču na razvitak vegetacije.

2. Sneg. — Sneg se obrazuje u slučaju kada se vazduh zasiti vodenom parom na temperaturi ispod 0^0, odnosno na temperaturi nižoj od -12^0 (39). Tada vodena para sublimira, tj. prelazi odmah u čvrsto stanje. Ako je sublimacija spora i postepena, ledene čestice dobijaju manje-više pravilne kristalne oblike iz kojih je sastavljen sneg. Preovlađujuća temperatura i vlažnost vazduha u oblacima utiču da se sneg obrazuje u različitim oblicima. Sneg se obično obrazuje, iz tih razloga, u dva različita vida, i to:

a. Sneg. — To je padavina u čvrstom stanju, uglavnom u vidu razgranatih šestougaonih kristala (zvezdica), često pomešanih sa prostim ledenim kristalima. Pri višoj temperaturi od -10^0 kristali su obično spojeni u vidu pahuljica, pomoću vodene prevlake.

Simbol za ovakvu vrstu snega prikazan je na slici 42. pod 9.

b. Ljutina. — Ljutina, odnosno ledene iglice, su vrlo mali, nerazgranati ledeni kristali u vidu pločica ili štapića, često tako mali da izgleda kao da lebde u

vazduhu. Ove ledene iglice padaju češće na višim geografskim širinama, ali pri vrlo niskim temperaturama padaju i na umerenim širinama. Ova padavina naziva se polarnim snegom i on ne pada iz kompaktnih oblaka već može da pada iz retkih oblaka, a ponekad tako reći iz „vedrog neba". Ovo se događa usled toga što je vazduh iznad leda ranije zasićen nego iznad vode. Tako je, npr., zasićenje vlažnosti iznad leda za onoliko procenata niže od zasićenja iznad vode za koliko je temperatura vazduha niža od 0^0. Usled toga je pri niskim temperaturama stvaranje ledenih iglica veoma povoljno (39).

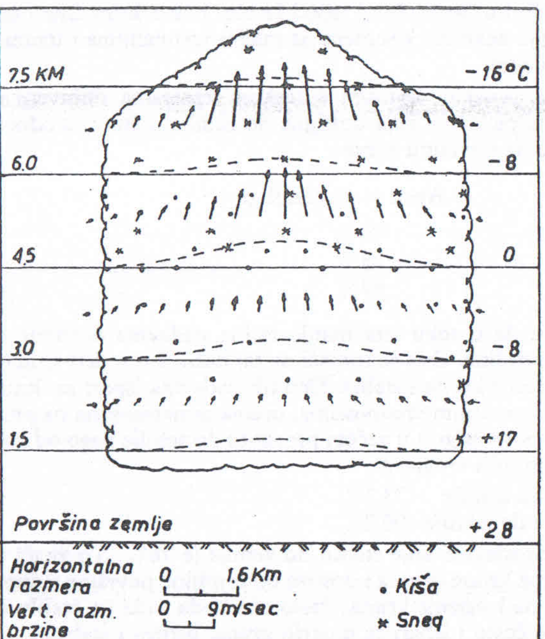
Simbol za ljutinu prikazan je na slici 42. pod 10.

Sem snega i ljutine postoji još i susnežica, tj. kiša i sneg zajedno, čiji je simbol predstavljen na slici 42. pod 11.

Porast snežnih kristala je različit od porasta kapljica; oni se povećavaju na račun vodene pare koja isparava sa vodenih kapljica. Ovo opet stoji u vezi sa time što je maksimalni pritisak vodene pare iznad leda manji nego iznad vode. Prema tome, ako u oblaku ima vodenih kapljica i ledenih kristala, onda će kapljice isparavati, a kristali će se povećavati, od ove vodene pare koja sublimira oko kristala.

Prve snežne pahuljice sastavljene su od nekoliko ovlaš spojenih kristalnih zvezdica. Veličina im se menja znatno, ali retko kad imaju veći prečnik od 3 do 4 cm. Na veličinu pahuljica utiče i temperatura. Pahuljice su manje na nižoj temperaturi. Krupne pahuljice obrazuju se samo sublimacijom pri temperaturi od nekoliko stepeni ispod nule.

Na temperaturi ispod -20^0 sneg pada u vidu ledenih iglica prizmatičnog oblika.



Slika 45. Idealni presek kroz Cb u početnom stadijumu razvitka, prema Byersu i Brahamu (43.)

Inače, sneg pada pri svim temperaturama (pri zemljinoj površini) od -40 do $+10^0$, ali na umerenim širinama najčešće pada na temperaturi od -2 do $+2^0$.

3. Krupa i sugradica. — Ove padavine su sastavljene od čvrstih zrna ali se prema strukturi i veličini zrna javljaju u tri oblika, i to:

a. Sitna krupa (zrnast sneg). — To su bela neprozračna zrnca, koja po građi podsećaju na sneg i liče na krupu, ali su manje više pljosnata ili duguljasta oblika i uglavnom manjeg prečnika od 1 mm. Kad padnu na zemljinu površinu ne odskaču primetno niti se rasprskavaju.

Simbol za sitnu krupu prikazan je na slici 42. pod 12.

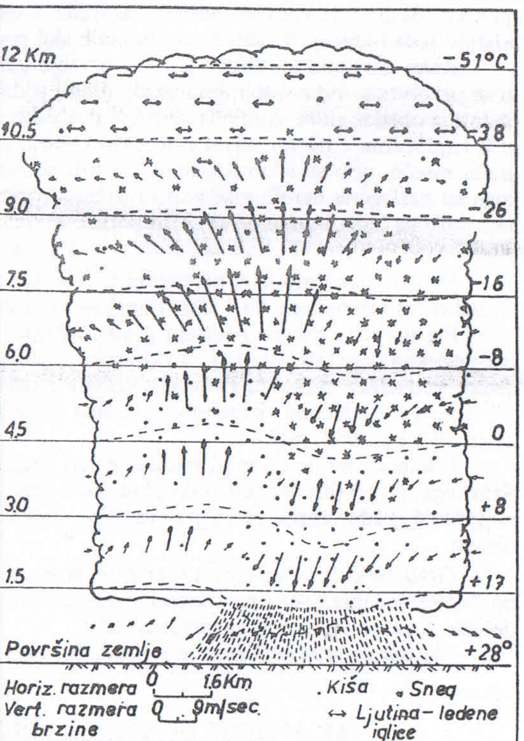
b. Krupa. — To su bela neprozračna zrna, po gradji slična snegu, okrugla a retko kupasta oblika, oko 2 do 5 mm u prečniku u svim pravcima; trošna su i lako se gnječe, odskaču kad padnu na tvrdu zemlju i pri tome se rasprskavaju. Krupa pada poglavito pri temperaturi oko 0^0, i to većinom na kopnu, često pre snega ili zajedno sa njim. Najčešće pada u kratkim pljuskovima pri proletnjem nestabilnom vremenu.

Simbol za krupu prikazan je na slici 42. pod 13.

c. Sugradica. — To su poluprovidna zrna sleđene vode, okrugla ili kupasta oblika oko 2 do 5 mm u prečniku, sastavljena uglavnom od zrna krupe kao jezgra, koja su prevučena vrlo tankim slojem leda. Ne gnječe se lako i nisu trošna, te ne odskaču i ne raspadaju se kad padnu na tvrdu zemlju.

U našem narodu sugradicom se naziva kada sitan grad pada zajedno sa kišom. Simbol za sugradicu se vidi na slici 42. pod 14.

4. Grad. — To su ledene lopte ili grumeni, čiji se prečnik menja od 5 do 50 mm i više; ove ledene tvorevine padaju ili odvojeno ili spojene u većim nepravilnim komadima. Zrna grada su ili potpuno providna, ili su naizmence sastavljena iz providnih ili mutnih snegu sličnih slojeva, pri čemu su providni slojevi debeli bar 1 mm. Grad pada gotovo isključivo pri jakom i dugotrajnom nevremenu sa grmljavinom, ali nikad pri temperaturi ispod 0^0 (pri zemljinoj površini). Grad pada iz kumulonimbusa koji se uzdiže do velikih visina. Razvoj jednog takvog oblaka vidi se na slikama 45 i 46, gde su prikazana kako strujanja u oblaku tako i struktura oblaka.



Slika 46. Idealni presek kroz Cb koji se već razvio, prema Byersu i Brahamu (43).

Kao što se na ovim slikama vidi, vertikalna uzlazna strujanja u početnom stadijumu oblaka (sl. 45) su najjača pri vrhu samog oblaka. Međutim, u razvijenom Cb vertikalna uzlazna strujanja su najjača u srednjem delu oblaka, dok u vrhu oblaka uopšte nema vertikalnih strujanja. Isto tako, u razvijenom Cb u donjoj polovini sa desne strane slike 46. postoje silazna strujanja koja su dosta jaka.

U donjem delu oblaka do izoterme 0^0 oblak se sastoji iz vodenih kapljica. Kod razvijenog Cb u ovaj sloj mogu da se spuste i pokoje snežne pahuljice ili prehlađene vodene kapljice, i to u onom delu oblaka gde postoji silazno strujanje vazduha. Na većim visinama, gde je temperatura ispod 0^0, oblak se sastoji iz prehlađenih vodenih kapljica i ledenih kristala. Ukoliko je visina veća a temperatura niža utoliko je sve manje prehlađenih kapljica a više ledenih kristala. Na velikim visinama ,gde je temperatura -38^0 i niža, oblak se skoro isključivo sastoji iz ledenih iglica. Snežne pahuljice koje se vide na slikama 45. i 46. su, u stvari, sferokristali u vidu krupe.

Proces stvaranja grada vrši se na sledeći način:

U početku se na sferokristalima talože prehlađene vodene kapljice, koje se mogu obrazovati kondenzacijom u isto vreme kada se sublimacijom obrazuju kristali. Voda se oko kristala zamrzava u tankim slojevima. Ako su prehlađene vodene kapljice velike, onda se pri njihovom smrzavanju oslobađa latentna toplota, koja sprečava da se cela kapljica odmah zamrzne, i tako se ostatak tečne vode raširi po kristalu leda i kasnije se smrzne i obrazuje sloj providnog leda (27).

Kako u kumulonimbusu (sl. 46) postoje uzlazna i silazna vazdušna strujanja, to se prvobitna obrazovana zrna grada mogu u tom kružnom kretanju, pre nego što padnu iz oblaka, duže vremena zadržati u oblaku i sudarati se sa prehlađenim vodenim kapljicama i na taj način povećavati svoju zapreminu i težinu. Kada se zrno grada raseče, ono stvarno pokazuje da mu se jezgro sastoji iz trošnoga snega oko koga su naslagane manje-više koncentrične, čvršće i mekše, svetlije i mutnije prevlake tankoga leda. Paralelno sa ovim porast grada može se vršiti i opkoljavanjem zrna grada vodenom parom, koja se na njemu taloži i sublimira.

Veličina zrna grada je promenljiva. Najčešće su zrna grada koja imaju prečnik od nekoliko milimetara do 1 cm. Ponekad zrna grada imaju prečnik od 2 do 3 cm.

Pri naročito jakom padanju grada veličina zrna je bila kao golubije jaje, pa čak ponekad i kao kokošije jaje. Teža zrna od 500 grama, prema dosadašnjim zabeleženim podacima, retko su padala, a sasvim izuzetno bila su teška 1 kg. Ali, prema zabeleženim podacima, izmerena je težina zrna grada od 4,5 kg sa prečnikom od 21 cm u Kini 1902. godine.

Ustanovljeno je da grad pada uvek na dugačkoj ali usko ograničenoj površini. Sem toga, u pojedinim predelima grad pada često, dok ima izvesnih oblasti u kojima je padanje grada veoma retka pojava. Ovo svakako zavisi od orografije pojedinih oblasti.

Grad najčešće pada na umerenim širinama, a najjači intenzitet grada, kako po dužini padanja tako i po veličini zrna, je u tropskim predelima. U polarnim predelima padanje grada nije osmotreno (29).

Simbol za grad prikazan je na slici 42. pod 15.

65. UTICAJ ŠUME NA VISINU PADAVINA

Šumski pokrivač, u zavisnosti od svoje gustine, štiti u većoj ili manjoj meri površinu zemlje od padavina. Izvestan deo padavina zadržava se pri tome na kvašenju kruna i stabla drveta i tako ne dospeva do zemlje. Isto tako do zemlje ne dospevaju ni one padavine koje padnu na krune i lišće i ispare pre nego što se spuste na zemljinu površinu niz stabla, ili neposredno padnu sa lišća na zemlju. Prema tome, zemljina površina na taj način dobija manje padavina, ukoliko su krune drveća gušće i ukoliko je sama šuma gušća. Po sebi se razume da različite vrste šume imaju različiti odnos u pogledu ovih rezultata.

Pitanje o uticaju šume na padavine može se razmatrati i sa druge tačke gledišta, i to:

— da li ista količina kiše padne na šumu (aktivni apsorpcijski sloj) kao i na susedno polje pod istim uslovima;

— da li šuma ima neki uticaj na količinu kiše koja pada na šumu.

Nije teško videti da šuma, koja štiti zemljište u većoj ili manjoj meri od insolacije, može oslabiti ascendentno strujanje vazduha, koje je glavni činilac pri stvaranju padavina. S druge strane, šuma ima takođe uticaja i na horizontalno strujanje vazduha. Vazdušne struje menjaju svoj pravac kada naiđu na šumu, a usled znatnog trenja smanjuje im se brzina. Pošto šuma deluje kao prepreka, to se nad šumom mogu obrazovati slabija ascendentna strujanja. U takvom slučaju, ako je vazduh zasićen vodenom parom, doći će iznad šume do kondenzacije i izlučivanja padavina. Mora se imati u vidu da su uslovi radijacije u toku noći različiti za zemlju koja nije pokrivena biljnim pokrivačem i zemlju pod šumom. Pri takvoj radijaciji mogu se obrazovati magle i slabe padavine iznad šume. U tom slučaju može se dobiti razlika u količini padavina. Prema tome, teorijski zaključak bi bio: d a š u m a m o ž e i m a t i u t i c a j a n a v i s i n u p a d a v i n a. Ipak, određeni odgovor na ovo pitanje mogu dati samo tačna merenja visine padavina u šumi i na obližnjem otvorenom polju. Kišomeri moraju biti postavljeni pod istim uslovima i na njima se moraju proizvesti ista merenja na svim tačkama. Na žalost, jednovremena meteorološka merenja padavina pomoću kišomera u šumi i u polju, u najviše slučajeva, ne mogu dati zadovoljavajuće rezultate.

Radi merenja padavina u vezi sa ovim pitanjem kišomeri se postavljaju na šumskim proplancima, a takođe i u samoj šumi ispod kruna. Pošto šuma ima različitu gustinu, obično se postavlja nekoliko kišomera na malim rastojanjima i uzimaju se srednje vrednosti sviju kišomera.

Prema osmatranjima na pruskim opitnim šumskim stanicama dobiveni su sledeći rezultati u %, za visinu padavina koja dostigne do zemlje u šumi, u odnosu na visinu padavina koja padne na površinu šume:

	Godina	April — Septembar
Borovina	75%	72%
Jela	77%	69%
Bukva	75%	68%

Iz ovih podataka vidi se da u toku leta manja visina padavina dostigne do zemljine površine nego u toku godine. Ovo se tumači na taj način što se leti količina vode od padavina troši na kvašenje kruna i stabla. Deo tih padavina ispari sa kruna i stabla i ne stigne do zemlje. U srednjim vrednostima, prema osmatranjima na pruskim stanicama, padavine od snega stignu u većem procentu do zemlje nego od kiše. To se može videti iz sledećih brojnih vrednosti;

od kiše prosečno stigne do zemlje 73,3%
od snega prosečno stigne do zemlje 90,3%.

Srednja vrednost za sve padavine koje stignu do zemlje je 76%. To znači da 70 do 75% padavina prolazi kroz krune drveća i dostiže do zemljine površine u šumi. Ostala količina vode utroši se na kvašenje kruna; često ova voda siđe po stablu do zemljine površine, ali isto tako često i ispari sa mokrih grana, listova i stabala.

Na količinu padavina, koja dostiže do zemlje, utiče i uzrast šume. Prema osmatranjima na švajcarskim opitnim stanicama, količina padavina koja dostiže do zemlje u bukovoj šumi raznoga uzrasta izražava se sledećim brojevima:

Bukova šuma stara	20 god.	50 god.	60 god.	90 god.
Zadržano na krunama	2%	27%	23%	17%
Dostiglo do zemlje	98%	73%	77%	83%

Iz ovih podataka vidi se, da u bukovoj šumi staroj 20 godina dostigne do zemlje skoro sva količina padavina, koja padne iznad šume; ovo važi kako za kišu tako i za sneg. U bukovoj šumi koja je stara 50 do 90 godina do zemlje dostigne 75 do 80%. Što su padavine jačeg intenziteta, to će veći deo vode od padavina dostići do zemljine površine u šumi.

Nije teško dokazati da je količina padavina, koja dospe do zemlje, utoliko manja ukoliko je šuma gušća. Šumski pokrivač je gušći iznad stabla a ređi između drveća. Zato su postavljeni kišomeri na raznim rastojanjima od stabla i oni su da li sledeće rezultate:

Količina kiše koja dostigne zemlju na raznim rastojanjima od stabla:

Vrsta drveća	Rastojanje od stabla u m				Međuprostor
	0–0,5 m	0,5–1 m	1–1,5 m	više od 1,5 m	
Jela	55%	60%	63%	66%	76%
Bor	66	72	75	75	83
Bukva	53	64	66	64	82

U odnosu zadržavanja padavina postoje dve različite vrste drveća. Kod prvih su grane upravljene od stabla prema vrhu koso, i kad kiša pada na ove grane voda se sliva ka stablu i po stablu silazi na zemlju. Kod drugih grane se spuštaju od stabla ka periferiji i kiša koja pada na ove grane sliva se i kaplje sa periferije drveta ka zemlji.

Hoppe, na osnovu celoga reda osmatranja, postavlja sledeći zaključak: Ako se uzme u proračun količina padavina, koja se slila niz stablo, u srednjim vrednostima kruna jele zadržava oko 45%, kruna bora oko 24%, a kruna bukve oko 20% celokupnih padavina iznad šume.

Što se tiče uticaja šume na količinu padavina koja padne iznad šume (iznad kruna drveća) u odnosu na obližnje okolno polje, osmatranjima je dokazano da iznad šume padne oko 20% više padavine nego iznad polja. Ali pri ovim merenjima kišomeri su bili postavljeni pod različitim uslovima u šumi i u polju. U šumi su kišomeri bili postavljeni na proplancima, gde su bili zaštićeni od vetra drvećem, dok su kišomeri u polju bili bez ove zaštite. Pri takvim uslovima uticaj vetra na njih bio je različit, odnosno na sabranu količinu vode u njima, tj. ona je bila umanjena.

Ako se uzmu u obzir sve popravke za zaštićenost kišomera od vetra i sravne osmatranja u polju i u šumi, postavljeni po mogućstvu pod jednakim uslovima, u rezultatu bi se pokazalo da količina padavina, koja je pala iznad šume, može biti veća za 2% od količine padavina koja je za isto vreme pala iznad susednog otvorenog polja.

Navešće se sledeći primeri: Neposredna osmatranja na nemačkim meteorološkim stanicama daju prevagu padavinama nad šumskim proplancima u odnosu na polje bez šume. Tako, npr. na stanici Karcig prevaga nad šumom bila je 16%. No ako se uvedu popravke na zaštićenost kišomera, izašlo bi ovo povećanje samo oko 2%. Ovo je dokazao Schubert za čitav niz meteoroloških stanica u Nemačkoj. Može se uzeti da je ovakav odnos i u svim drugim mestima na srednjim geografskim širinama. Moguće je da je pri drugim uslovima klime drugačiji uticaj šume na padavine. Možda

je veća razlika, npr. u tropskim predelima. U Srednjoj Evropi, izgleda, da šuma ima izvesnog uticaja na povećanje vlažnosti vazduha i na padavine na okružujuću okolinu. U svakom slučaju, mora se imati u vidu da uticaj šume u raznim klimatskim zonama može biti različit.

66. DNEVNI I GODIŠNJI TOKOVI VISINE PADAVINA

Kao i drugi meteorološki elementi, i visina padavina ima svoj dnevni i godišnji tok.

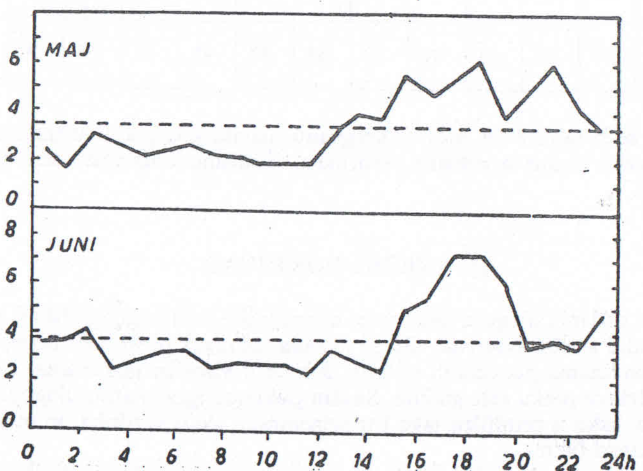
1. Dnevni tok visine padavina. — Dnevni tok padavina sličan je dnevnom toku oblačnosti (vidi čl. 60). Dnevni tok padavina zavisi, pored oblačnosti ,i od geografske širine. Uglavnom mogu se razlikovati tri tipa padavina prema dnevnim tokovima.

U primorskim predelima maksimum visine padavina je obično u toku noći i izjutra, a minimum u popodnevnim časovima. Razlike između najvećih i najmanjih dnevnih visina padavina su vrlo male. Na velikim morima i otvorenim okeanima dnevni tok visine padavina je slabo izražen, ali je maksimum obično oko pola noći a minimum posle podne.

U kontinentalnim predelima izvantropskih oblasti dnevni tok padavina je jače izražen nego u primorskim oblastima. Glavni maksimum je posle podne, sekundarni maksimum rano izjutra, a glavni minimum je u toku noći. Ovaj dnevni tok visine padavina donekle se slaže sa dnevnim tokom gomilaste oblačnosti.

U tropskim predelima dnevni tok visine padavina ima pojačana kontinentalna obeležja. Ovde je dosta izražen dnevni tok padavina sa istaknutim maksimumom u popodnevnim časovima, što je u vezi sa dnevnim maksimumom konvektivne oblačnosti. Ovo naročito važi za visinske oblasti u tropskim predelima (39).

Na slici 47. prikazani su dnevni tokovi padavina u maju i junu u Beogradu (44), tj. za dva najkišovitija meseca u Beogradu.



Slika 47. Dnevni tokovi padavina u maju i junu u Beogradu za period 1925–1956, prema K. Milosavljević.

Kao što se na slici 47. vidi, najviše kiše padne u popodnevnim kasnijim časovima, a najmanje preko noći i pre podne. Dnevno kolebanje visine padavina u maju je 4,6 mm, a u junu 4,9 mm.

Ovi podaci za Beograd dobiveni su prema srednjim časovnim vrednostima koji su izračunati sa registrirnih traka ombrografa.

2. Godišnji tok visine padavina. — Godišnji tok padavina zavisi od mnogih uzroka. Kod godišnjeg toka padavina uglavnom se mogu uzeti u obzir tri tipa:

Tropske kiše kao posledica jakog labiliteta, koji nastaje zbog jakog zagrevanja zemljine površine. U ekvatorskim predelima maksimumi kiša su dva puta u godini i to posle ravnodnevica, a minimumi tokođe dva puta posle solsticijuma.

Ciklonske padavine odnose se na umerene geografske širine, a uslovljene su putanjama depresija, odnosno ciklona i anticiklona. U vremenu kada iznad izvesnih predela prelaze depresije, tada će biti maksimalne visine padavina, a u vremenu preovlađivanja anticiklona iznad tih oblasti biće minimalne visine padavina.

Orografske ili reljefne padavine javljaju se kao posledica oblika terena i uzlaznih i silaznih struja preko planinskih masiva, usled čega dolazi do kondenzacije vodene pare i izlučivanja padavina na navetrenim stranama planina. Na zavetrenim stranama planina, gde se vazduh spušta i dinamički zagreva, nastaje razvedravanje i smanjivanje visine padavina.

Ova tri glavna tipa padavina mogu se dalje deliti u razne grupe i podgrupe, tako da na zemlji postoji veći broj karakterističnih godišnjih tokova padavina.

Godišnji tok padavina u Beogradu za period 1888 — 1962. godine prikazan je u tablici 19(45).

Tablica 19. *Godišnji tok visine padavina u Beogradu za period 1888–1962. godine (zaokrugljene vrednosti), u mm*

Meseci	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Visina u mm	40	37	44	57	76	80	64	52	45	59	55	50	659

Kao što se iz tablice 19. vidi, u Beogradu najviše kiše padne u maju i junu, a najmanje padavina padne u januaru i februaru. Godišnje kolebanje visine padavina iznosi 43 mm.

67. SNEŽNI POKRIVAČ

Prilikom padanja snega u toku zime, na srednjim i višim geografskim širinama, obrazuje se stalni snežni pokrivač. On se nekada zadržava preko cele zime, naročito na severnim padinama planinskih oblasti, dok se u visokim planinama, kao što su Alpi, sneg zadržava preko cele godine. Snežni pokrivač igra znatnu ulogu u pogledu toplote i vlage, kako u zemljištu tako i u prizemnom sloju vazduha, te na taj način služi kao klimatski faktor.

Snežni pokrivač se negde javlja kao koristan a negde kao štetan činilac. Da bi se moglo govoriti o korisnom i štetnom uticaju snega na život i delatnost ljudi, potrebno je da se prvo prikažu neke njegove osnovne fizičke osobine:

1. Sneg je vrlo loš provodnik toplote i provodi toplotu 10 puta sporije nego mineralni delovi zemljišta, a 2 do 4 puta sporije nego voda (46). Naročito malu provodljivost toplote ima sveže pali sneg, koji je suv i čija je gustina mala, tako da između snežnih čestica ima vazduha. Takav sneg poznat je u našem narodu pod imenom „pršić". Što sneg duže leži na zemljinoj površini njegova gustina raste, a sa porastom gustine raste i njegova provodljivost toplote. Tako, npr., za gustinu snežnog pokrivača od 0,2 grama po kubnom centimetru provodljivosti toplote iznosi od 0,084 do 0,125 $Wm^{-1}K^{-1}$ (47) (v. čl. 14).

2. Sneg ima vrlo veliku moć refleksije direktnog sunčevog zračenja koje na njega pada. On ima isto tako i veliku sposobnost otpuštanja toplote sa svoje gornje površine, tj. ima veliku sposobnost radijacije. Sveže pali sneg reflektuje sa svoje površine 75 — 95% od padajućeg kratkotalasnog sunčevog zračenja, a to je 2 — 3 puta više nego kopno. Iz tih razloga zagrevanje snežne površine od direktnih sunčevih zrakova je manje nego zagrevanje golog zemljišta, ali je i hlađenje radijacijom veće nego golog zemljišta. Temperatura na površini snežnog pokrivača je obično niža od temperature prizemnog sloja vazduha, a takođe niža i od temperature na površini kopna koje u isto vreme nije pokrivena snegom.

3. Snežni pokrivač sadrži u sebi znatnu količinu vode a pri topljenju, naročito u početku proleća, voda se lagano spušta u zemlju i stvara zalihu vlage koja koristi biljkama, naročito onima čiji vegetacioni period počinje ranije. Ovo je naročito važno za srednje geografske širine, gde u ovo doba pada malo padavina, a to su baš naši krajevi. Zaliha vode od snega uglavnom zavisi od visine snežnog pokrivača, od njegove gustine, od načina topljenja i još od nekih drugih činilaca. Visina snežnog pokrivača daje nam samo približnu grubu vrednost za zalihu vode. Gustina snega, koji leži na zemlji, zavisi od dužine njegovog ležanja, od brzine vetra, kako za vreme padanja snega tako i posle padanja, i zavisi još od temperature vazduha pri padanju snega, a takođe i od temperature posle padanja snega.

Ukoliko sneg duže leži na zemlji gustina mu je veća; što je veća brzina vetra gustina je veća, i ukoliko je niža temperatura vazduha kada sneg pada, kao i posle njegovog padanja, utoliko je njegova gustina manja i obratno. Gustina novopalog snega koji je rastresit iznosi 0,1 g/cm^3, a srednja gustina novopalog snega uopšte iznosi 0,1 do 0,2 g/cm^3, dok je gustina snega koji duže leži na zemlji od 0,3 do 0,5 g/cm^3. Na visokim planinama, gde snežni pokrivač leži preko cele godine, njegova gustina može biti do 0,8 g/cm^3, a glečerski led ima gustinu od 0,9 g/cm^3 i još veću (47).

Ako se sneg brzo topi, a naročito ako je ispod snežnog pokrivača tvrda — smrznuta zemlja, tada će voda pri topljenju snega skoro sva da otekne, i od takvog snežnog pokrivača neće se dobiti naročita zaliha vode, ma koliko sneg bio visok i gust.

4. Sneg donosi u zemlju dosta veliku količinu azotnih jedinjenja koja služe biljkama kao đubrivo. Tako, npr., u vremenu kada se sneg u proleće topi azotna jedinjenja daju vegetaciji impuls za brzo razvijanje.

Snežni pokrivač kao loš provodnik toplote štiti ozime useve od promrzavanja. Ako sneg duže leži na zemljištu, povećava mu se provodljivost toplote, kao što je napred rečeno, a time se smanjuje njegovo zaštitno dejstvo na biljke od promrzavanja. Merenjima je ustanovljeno da je u mesecu januaru na površini zemlje pod snežnim pokrivačem visine 37 cm srednja mesečna temperatura bila —1,5°, a na golom zemljištu u istom vremenu srednja mesečna temperatura bila je —8,0°. Idući prema dubljim slojevima zemlje temperaturska razlika između zemljišta bez

snežnog pokrivača i zemljišta pod snegom se smanjivala, tako da je na dubini od 40 cm temperatura pod snegom bila 0,8⁰, a ispod golog zemljišta —4,2⁰.

Sem zaštite ozimih useva od promrzavanja, snežni pokrivač, kao što je već rečeno, služi biljkama i kao zaliha vode, a takođe im donosi i đubrivo. Sneg se malo topi od direktnog sunčevog zračenja, zbog velike refleksije direktnog sunčevog zračenja, a mnogo više od toplih vetrova koji iznad njega duvaju. To je kod nas slučaj kada duva topli južni vetar. Za takvo stanje u našem narodu kaže se da je „ojužilo". Tada se sneg naglo topi, a u izvesnim slučajevima mogu nastati i poplave.

Raspodela snežnog pokrivača na zemljinoj površini uslovljena je uglavnom reljefom. Snežne pahuljice padaju vrlo lagano i trajektorija (putanja) njihovog kretanja zavisi u znatnoj meri od vetra. Isto tako sneg i posle padanja na zemlju ne ostaje uvek u miru. Pri jakom vetru on se premešta s mesta na mesto, često prelazeći i velika rastojanja pri jakim vejavicama. Svaka, i najmanja prepreka na zemljinoj površini, bilo prirodna ili veštačka, ima znatan uticaj na zadržavanje snega, a takođe i na njegovu raspodelu. Ovo osobito važi za jake vetrove. U takvim slučajevima uzvišeni delovi terena često su goli a udubljeni zasuti snegom.

Pošto je pravilna raspodela snežnog pokrivača veoma važna za poljoprivredu, u smislu ravnomerne raspodele vodenih zaliha i zaštite bilja od jakih mrazeva, pribegava se često raznim merama za ravnomernu raspodelu snežnog prokivača. Primenjuju se razne vrste zaštite u vidu štitova, drvenih rasada, a takođe i različite vrste oranja u polju, itd.

Dužina zadržavanja snega na zemlji zavisi uopšte od srednje godišnje temperature vazduha. Nižim temperaturama odgovara duže ležanje snega i obratno. Ukoliko je nadmorska visina veća, utoliko je temperatura vazduha niža, a broj dana sa snežnim pokrivačem veći. Na izvesnim visinama postoji granica večnoga snega, tj. sneg se uopšte ne topi preko cele godine. Visina granice večnoga snega smanjuje se sa povećanjem geografske širine, kao što se vidi iz ovih primera:

	Granica večnoga snega
Himalaji — severna strana (30° s. š.)	6000 m
Kavkaz — jugozapadna strana (42° s. š.)	2900—3600 m
Alpi — centralni deo (47° s. š.)	2800 m
Severna Norveška (70° s. š.)	900 m

68. UTICAJ ŠUME NA RASPODELU SNEŽNOG POKRIVAČA

Šuma ima takođe uticaj na snežni pokrivač. Slabljenjem kretanja vazduha za vreme padanja snega i vejavice, šuma utiče na ravnomerniju raspodelu snežnog pokrivača. Gustina snega posle vejavice se uvećava. Ali kako je u šumi brzina vetra manja nego na otvorenom polju, to će i gustina snežnog pokrivača biti takođe manja u šumi nego na otvorenom polju. Odgovarajuća visina snežnog pokrivača biće u šumi veća nego na otvorenom polju. Što se tiče zalihe vode u snežnom pokrivaču, ona je približno ista, kako u šumi tako i u susednom polju, kao što su to pokazala osmatranja. Međutim, u zavisnosti od reljefa mesta, karaktera šume i drugih mesnih uslova (proplanak, prosek, ivica šume, itd.) raspodela snežnog pokrivača i zaliha vode može se jako izmeniti.

Navešćemo nekoliko primera osmatranja snežnog pokrivača: Ispitivanja visine snežnog pokrivača profesora G. A. Ljuboslavskog u Lesnom u toku zime 1892/93. godine pokazala su da je u to vreme na otkrivenom polju visina snega bila 61 cm,

a u četinarskoj šumi sa mladim drvećem visina snega bila je 69 cm; na većem proplanku visina snega bila je 84 cm, a na uskom i dugačkom proplanku visina snega bila je 95 cm. Najveća gustina snega bila je na poljani, i to 0,13, a najmanja na otvorima između drveća u šumi, i to 0,11 grama po 1 cm³.

U toku proleća šuma dejstvuje kao regulator pri topljenju snega. Ispitivanja S. I. Savinova pokazala su da se topljenje snega najviše vrši pod uticajem toplih vetrova, o čemu je ranije bilo reči. Kako šuma zadržava kretanje vazduha u znatnoj meri, ona samim tim smeta razmeni toplote između snega i vazduha. Usled toga se sneg topi sporije, ne samo u šumi već i na šumskim proplancima, nego što se topi na otvorenom susednom polju.

Dužina ležanja snega posmatrana je u parku Lenjingradskog šumarskog instituta u toku zime 1892/93. godine. Prema ovim osmatranjima, sneg je ležao u šumi 172 dana, na šumskoj poljani 163 dana, a na otvorenom polju 147 dana.

Isto tako, osmatranja profesora A.P. Toljiskog u toku zime 1901/1902. god. pokazala su da je produženje ležanja snega u raznim mestima različito: najmanje u polju (140 dana), a najveće u borovoj šumi (177 dana). Kao što se vidi, sneg se u šumi zadržao 37 dana duže nego u polju.

IX

VAZDUŠNA STRUJANJA

69. POJAM O STRUJANJU VAZDUHA

Temperaturne razlike između susednih vazdušnih masa su uzrok skoro svim vazdušnim kretanjima u atmosferi. Kada bi temperatura vazduha u svakom horizontalnom vazdušnom sloju bila ista na velikom horizontalnom rasprostranjenju, i to tako da je topliji i lakši vazduh uvek na većoj visini, tj. iznad hladnijeg, tada u atmosferi ne bi bilo nikakvog kretanja vazduha. Jer u takvoj atmosferi površine istih vazdušnih pritisaka, tzv. izobarske površine, bile bi paralelne površinama jednakih teža, odnosno paralelne sa zemljinom površinom. Na manjem prostranstvu izobarske površine bile bi približno horizontalne. Atmosfera bi pri ovakvim slučajevima bila u stabilnom ravnotežnom stanju, kako u vertikalnom tako i u horizontalnom pravcu.

Međutim, zbog nejednakog zagrevanja zemlje i atmosfere, atmosfera se veoma retko nalazi u stabilnom ravnotežnom stanju. Ravnotežno stanje u atmosferi je obično poremećeno i izobarske površine nisu horizontalne već kose (nagnute) od mesta visokog ka mestu niskog vazdušnog pritiska. Kako vazduh teži da se u slobodnom prostoru postavi uvek u ravnotežno stanje, to će se, usled poremećaja ravnotežnog stanja, stvarati vazdušna strujanja.

Kao što voda teče od višeg ka nižem mestu, isto tako i vazduh struji od mesta višeg ka mestu nižeg vazdušnog pritiska. Vazduh, dakle, struji niz izobarsku površinu kao niz strmu ravan. Ali, vazduh ne struji samo niz izobarsku površinu, već može strujati i vertikalno ili koso uvis, a takođe i sa visine prema zemlji. Prema tome, vazdušna strujanja mogu se podeliti na: horizontalna, vertikalna i kosa.

Horizontalna, odnosno približno horizontalna strujanja vazduha, nazivaju se vetar, a ako je brzina kretanja vazduha velika, onda se to naziva oluja ili orkan. Međutim, horizontalna vazdušna strujanja nazivaju se još i advektivna strujanja. Horizontalna vazdušna strujanja su uzrok neperiodskim promenama pojedinih meteoroloških elemenata (v. čl. 3), i njihovoj raspodeli na zemljinoj površini. Vetar je veoma važan meteorološki elemenat, jer ima velikog uticaja na karakter vremena. Može se govoriti o vetru u prizemlju, a takođe i o vetru na visinama.

Vertikalna vazdušna strujanja nazivaju se konvektivna strujanja, bez obzira da li imaju smer od zemlje prema visini ili obratno. Ovakva strujanja nastaju u labilnoj atmosferi (v. čl. 39) u kojoj je vetrikalni temperaturni gradijent veći od adijabatskog gradijenta.

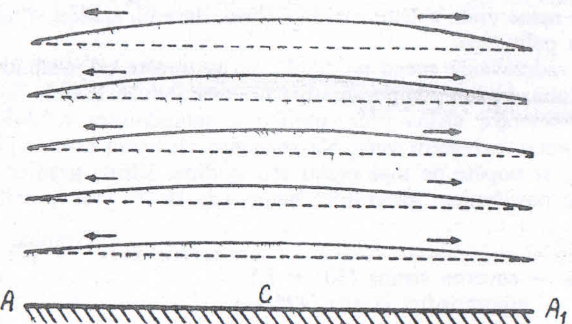
Kosa vazdušna strujanja nazivaju se uzlazna i silazna. Ova se strujanja pojavljuju usled prisilnog uzdizanja i spuštanja vazdušnih masa na preprekama, naročito u planinskim krajevima, a takođe i na vazdušnim frontovima (v. čl. 84).

Vertikalna i kosa vazdušna strujanja nazivaju se još ascendentna ili descendentna, prema tome da li imaju smer uzdizanja ili spuštanja. Ova strujanja imaju veliki termodinamički značaj, jer su njima uslovljena dinamička hlađenja i zagrevanja vazdušnih masa, što ima uticaja na kondenzaciju vodene pare u atmosferi.

Pored horizontalnih, ascendentnih i descendentnih vazdušnih strujanja, postoje još i vrtložna, odnosno turbulentna strujanja, bilo oko horizontalne bilo oko vertikalne osovine.

70. POSTANAK VAZDUŠNIH STRUJANJA

Strujanja vazdušnih masa, kao što je već rečeno, nastaju uvek kada je u atmosferi poremećno stanje ravnoteže usled nejednakog zagrevanja zemljine površine. Izobarske površine u neporemećenoj atmosferi prikazane su na slici 48 (isprekidane linije).



Slika 48. Početak poremećaja u atmosferi pri nejednakom zagrevanju zemljine površine, prema Hannu.

Kao što se na slici 48. vidi, izobarske površine su horizontalne i paralelne sa zemljinom površinom AA_1. Ali čim nastane jače zagrevanje u tački C nego u susednim tačkama A i A_1, tada počinju i poremećaji, koji su utoliko veći ukoliko je zagrevanje jače i dugotrajnije. Zagrejani vazduh iznad tačke C širi se i zapremina mu se povećava. Najmanji otpor ovom vazduhu je u vertikalnom pravcu, jer u tom pravcu vazdušni pritisak opada sa visinom. Tako se zagrejani vazduh širi uvis iznad zagrejanog mesta C. Zbog širenja i napona vazduha iznad mesta C, izobarske površine se takođe uzdižu iznad ovog mesta, i to utoliko više ukoliko je veća visina. Na taj način izobarske površine prelaze iz horizontalnog položaja u deformisani položaj, kao što pokazuju pune linije na slici 48. One su nagnute od toplijeg mesta C prema hladnijim mestima A i A_1.

To je početak, odnosno prvi stadijum atmosferskog poremećaja. Kada se izobarske površine postave u ovakav položaj, onda se vazdušne mase stave u pokret niz izobarske površine, kao niz strmu ravan, što na slici 48. pokazuju strelice.

Kako vazduh otiče iznad toplijeg mesta C, to se tamo smanjuje vazdušni pritisak, dok se iznad hladnijih mesta A i A_1 vazdušni pritisak povećava, usled priti-

canja i nagomilavanja vazdušnih masa. Ali sem oticanja vazduha u stranu, iznad mesta C obrazuju se još i vertikalne vazdušne struje od zemlje prema visini, koje su posledica sve jačeg zagrevanja u mestu C. Stoga se vazduh sve više razređuje u prizemlju, zbog odlaska vazdušnih masa, a zgušnjava na visini iznad mesta C, zbog nagomilavanja vazdušnih masa. Posledica tog vertikalnog strujanja biće: još brže opadanje vazdušnog pritiska iznad zemljine površine, ali u isto vreme i porast vazdušnog pritiska na visini. Takav raspored vazdušnog pritiska usloviće drugačije nagibe izobarskih površina u prizemnim slojevima. One su sada nagnute od hladnijih mesta A i A_1 prema toplijem mestu C, jer su na istim nadmorskim visinama vazdušni pritisci veći iznad hladnijih mesta A i A_1 nego iznad toplijeg mesta C.

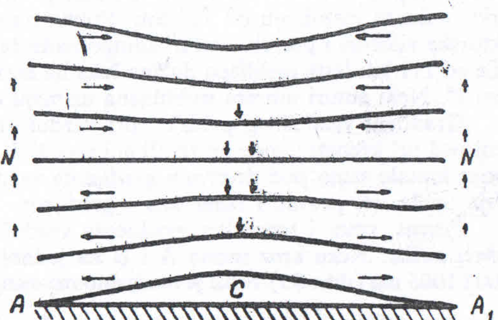
Slika 49. Stacionarno stanje vazdušnog kretanja iznad zagrejanog predela, prema Hannu.

Međutim, na visini je obratno, tj. na istim nadmorskim visinama iznad toplijeg mesta C vazdušni pritisak je veći nego iznad hladnijih mesta A i A_1. Raspored izobarskih površina u ovom slučaju prikazan je na slici 49.

Između prizemnog vazdušnog sloja, gde su izobarske površine nagnute od hladnijih mesta prema toplijem, i gornjeg vazdušnog sloja, gde su izobarske površine nagnute u suprotnom smeru, postoji jedan neutralni sloj NN, koji je horizontalan, odnosno paralelan sa zemljinom površinom. Pravac i smer vazdušnih struja, pri ovakvom rasporedu vazdušnog pritiska, odnosno izobarskih površina, prikazan je strelicama na slici 49.

Na slici 49. prikazan je drugi stadijum u poremećenoj atmosferi.

U poremećenom stanju atmosfere ravnoteža se brzo uspostavlja ako zagrevanje dotične oblasti nije bilo jako i nije trajalo dugo. Izobarske površine ubzro opet dobiju horizontalan položaj i vazdušne struje prestaju. Međutim, ako je zagrevanje izvesne oblasti neprekidno jače nego susednih oblasti, onda se obrazuje stalno strujanje vazdušnih masa. Ovo stalno strujanje je, u stvari, kruženje vazdušnih masa u vidu vertikalnih i horizontalnih struja između toplijih i hladnijih delova zemljine površine. Takva strujanja predstavljaju opštu cirkulaciju vazdušnih masa u atmosferi iznad zemlje (v. čl. 76). Takva cirkulacija predsatvljena je na slici 50.



Slika 50. Stacionarno stanje vazdušnog kretanja iznad hladnog predela, prema Hannu.

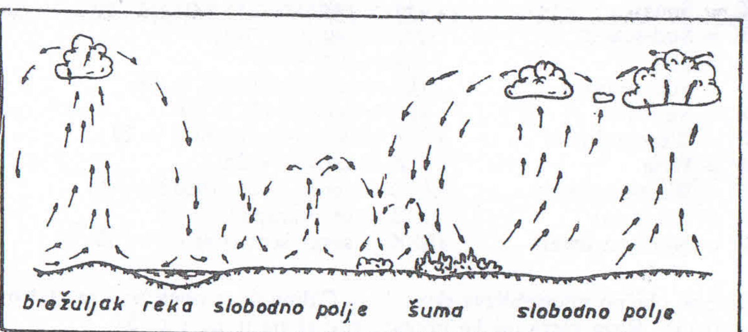
Iznad hladne oblasti, u ovom slučaju iznad mesta C, vazduh se spušta prema zemlji, tu se nagomilava i otiče u prizemlju skoro horizontalno prema toplijim oblastima A i A_1. Iznad toplijih oblasti vazduh struji uvis, gde se na izvesnoj visini nagomilava i otiče skoro horizontalno prema hladnijoj oblasti C.

Brzine horizontalnih vazdušnih struja, u ovom slučaju, su obično veće nego vertikalnih, te su stoga i horizontalne strelice na slikama 49. i 50. nacrtane duže od vertikalnih strelica. Sem toga, na vazdušne struje u prizemlju ima uticaja i spoljašnje trenje između vazduha koji se kreće i terena iznad koga se vazduh kreće. Trenje je sve manje ukoliko je visina slobodne atmosfere veća, te će zato i visinske horizontalne struje (visinski vetrovi) imati veću brzinu nego u prizemlju, pri istim razlikama vazdušnih pritisaka (v. čl. 72).

Termičke razlike, koje su uzrok ovom poremećaju ravnoteže i stvaranju vazdušnih struja, nastaju: između polja i šume, između reke i obale, između kopna i mora i između ekvatora i polova. Vazdušna strujanja, koja usled ovoga nastaju, imaju ili lokalni karakter ili karakter velikih vazdušnih struja, što zavisi od veličine područja na kojoj vlada poremećeno stanje ravnoteže, kao i od temperaturne razlike nad ovim oblastima.

Izrazita vazdušna strujanja biće između mora i kopna (periodična strujanja) i između ekvatora i polova (opšta atmosferksa cirkulacija). Isto tako primetna strujanja vazduha nastaju i između velikih kompleksa šuma i polja, a takođe i njiva, naročito ako su njive gole bez vegetacije i ako je zemljište peskovito.

Na slici 51. predstavljeno je strujanje vazduha zbog temperaturnih razlika u toku letnjeg sunčanog dana, kada inače opšta vremenska situacija ne uslovljava drugačije strujanje vazduha. U toku noći vazdušne struje imaju obrnuti smer od smera prikazanog na slici 51.



Slika 51. Termička turbulencija.

Strujanje vazduha, kao što je predstavljeno na slici 51, naziva se **termička turbulencija**; to je, u stvari, vrtložno strujanje oko horizontalne osovine. Ako je uzdižući vazduh dovoljno vlažan, može doći do stvaranja gomilastih oblaka kumulusa i kumulonimbusa u kojima nastaju lokalne grmljavine.

Ovakvi stubovi vertikalnih uzlaznih struja koriste se u jedriličarstvu. Jedriličari tada mogu da se uzdignu do same baze oblaka, a u horizontalnom pravcu mogu da pređu rastojanje i veće od 100 km (48).

71. VETAR

Kretanje vazdušnih masa u približno horizontalnom pravcu, kao što je već rečeno, naziva se **vetar**. On se razlikuje od ostalih meteoroloških elemenata, jer, u stvari predstavlja vektorsku veličinu, za čije su potpuno određivanje potrebna tri elementa: pravac, smer i intenzitet. Ipak se vetar u običnom životu određuje sa dva elementa, i to: **pravcem** (pod kojim se podrazumeva i smer) i **brzinom** ili **jačinom**.

Pravac vetra označava se prema strani sveta iz koje vazduh struji; tako, npr., severnim vetrom naziva se vetar koji duva sa severne strane, istočnim koji duva sa istoka, itd.

Za označavanje pravca vetra, po međunarodnim oznakama, koriste se četiri slova, i to: N(Nord = sever), E (Est = istok), S (Sud = jug), W (West = zapad)[1]). Kombinacijom ovih slova pravac vetra može se predstaviti iz 32 pravca. To je tzv. **ruža vetra**. Ruža verta iz 32 pravca upotrebljava se u sinoptičkoj meteorologiji, dok se u drugim oblastima meteorologije upotrebljava ruža vetra od 16 pravaca, pa čak i od 8 pravaca. Pri označavanju vetra u 16 pravaca upotrebljavaju se sledeće međunarodne oznake:

N = Nord	(S = sever) = 32
NNE = Nord-nordest	(SSI = sever-severoistok) = 02
NE = Nordest	(SI = severoistok) = 04
ENE = Est-nordest	(ISI = istok-severoistok) = 06
E = Est	(I = istok) = 08
ESE = Est-sudest	(IJI = istok-jugoistok) = 10
SE = Sudest	(JI = jugoistok) = 12
SSE = Sud-sudest	(JJI = jug-jugoistok) = 14
S = Sud	(J = jug) = 16
SSW = Sud-sudwest	(JJZ = jug-jugozapad) = 18
SW = Sudwest	(JZ = jugozapad) = 20
WSW = West-sudwest	(ZJZ = zapad-jugozapad) = 22
W = West	(Z = zapad) = 24
WNW = West-nordwest	(ZSZ = zapad-severozapad) = 26
NW = Nordwest	(SZ = severozapad) = 28
NNW = Nord-nordwest	(SSZ = sever-severozapad) = 30

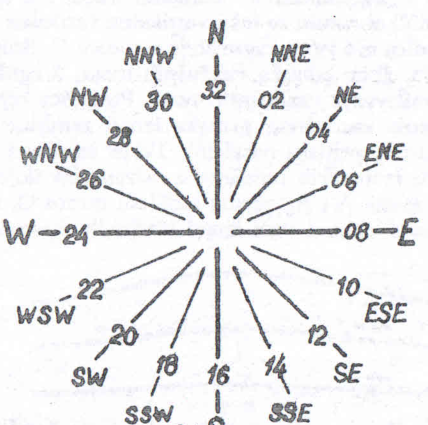
Za tišine se obično upotrebljava slovo C = Calme ili se obeležava sa „**tiho**", odnosno „**tišina**". Ruža vetra od 16 pravaca prikazana je na slici 52.

Brzina vetra izražava se brojem metara koje pređe jedna vazdušna čestica u jednom sekundu ili brojem kilometara koje čestica pređe u jednom času. Brzina vetra obeležava se skraćeno sa m/s, a to znači metara u sekundi ili km/čas, što znači kilometara na čas.

Jačina vetra predstavlja dejstvo koje vetar proizvodi na pojedinim predmetima. Jačina vetra određuje se pomoću tzv. Boforove skale, koja ima 13 stupnjeva, od 0 do 12 (v. čl. 101).

1) Oznaka West upotrebljena je prema nemačkom i engleskom označavanju, a ostala tri pravaca prema francuskom. U našoj zemlji pravci vetra se tako izgovaraju.

U prizemnim slojevima vazduha brzine vetrova su najčešće od 4 do 8 m/s, a retko prelaze brzinu od 12 do 15 m/s. Pri lokalnim vihorima i tzv. trubama brzina vetra može za kratko vreme dostići brzinu i do 100 m/s. U olujama i nepogodama na umerenim širinama brzina vetra može biti veća od 30 m/s, a u pojedinim momentima i do 60 m/s U tropskim uraganima brzina vetra dostiže brzinu i do 65 m/s, a u pojedinim slučajevima i do 100 m/s (29).



Slika 52. Ruža vetra od 16 pravaca.

72. OSNOVNE SILE KOJE DEJSTVUJU NA VAZDUŠNE ČESTICE U ATMOSFERI

Sile koje u atmosferi dejstvuju na čestice vazduha su sledeće:
— sila zemljine teže,
— horizontalni gradijent vazdušnog pritiska,
— devijacijska sila,
— trenje vazduha i
— centrifugalna sila.

1. **Sila zemljine teže.** — To je sila koja sva tela privlači ka centru zemlje.
2. **Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska.** — Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska ili prosto gradijent vazdušnog pritiska jeste sila koja ima: **pravac normalan na izobare, smer od mesta višeg ka mestu nižeg vazdušnog pritiska i intenzitet** koji je ravan razlici vazdušnih pritisaka na horizontalnom rastojanju od 111 km. Prema tome, gradijent vazdušnog pritiska je vektorska veličina i potrebne su tri komponente da bi se on potpuno odredio. Rastojanje od 111 km jeste približna dužina luka na zemljinom meridijanu čiji je centralni ugao 1°. Neki autori umesto meridijana uzimaju centralni ugao od 1° na ekvatoru.

Gradijent vazdušnog pritiska, pri vazdušnim strujanjima ima istu ulogu kao rečni pad pri kretanju vode na zemljinoj površini. Prema tome, kada bi se vazdušne čestice kretale samo pod dejstvom gradijenta vazdušnog pritiska, onda bi vazdušne struje imale isti pravac i smer kao i gradijent.

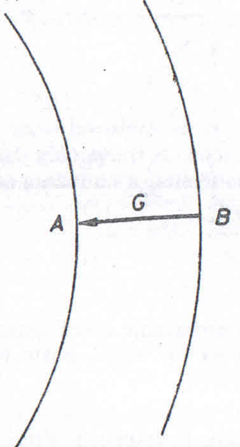
Pravac, smer i intenzitet gradijenta vazdušnog pritiska može se odrediti na sledeći način: Neka kroz mesta A i B na jednoj sinoptičkoj karti prolaze izobare 1000 i 1005 mb (slika 53). Neka je normalno rastojanje između izbora AB = 260 km.

Tada će gradijent $(\vec{G})$ imati pravac i smer kao što se vidi na slici 53. Intenzitet gradijenta vazdušnog pritiska (G) izračunava se po sledećoj formuli:

$$G = \frac{\Delta p \cdot 111}{AB} \text{ mb/stepen meridijana,}$$

gde je Δp — razlika vazdušnih pritisaka između B i A. Kako je u ovom konkretnom slučaju $\Delta p = 5$ mb a $AB = 260$ km, to je intenzitet gradijenta vazdušnog pritiska ravan:

$$G = \frac{5 \cdot 111}{260} = 2{,}1 \text{ mb/stepen meridijana a odnosno na 111 km.}$$



Slika 53. Određivanje horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska.

Ukoliko su izobare na nekoj sinoptičkoj karti bliže jedna drugoj utoliko je intenzitet gradijenta veći, pa će biti veća i brzina vetra.

3. Devijacijska sila. — Devijacijska sila ili tzv. Koriolisova sila nastaje usled zemljine rotacije. Dnevno okretanje zemlje od zapada prema istoku izaziva neprekidno kretanje sviju tačaka (sem polova) na zemljinoj površini. Linearne brzine pojedinih tačaka na zemljinoj površini stoje u obrnutom odnosu sa geografskim širinama, tj. ukoliko je geografska širina niža, utoliko je linearna brzina veća i obratno. Prema tome, tačke na višim geografskim širinama prelaze manje puteve u jedinici vremena od tačaka na nižim geografskim širinama.

Tačke koje predstavljaju polove su u relativnom miru prema ostalim tačkama zemljine površine.

Zajedno sa zemljom okreće se i atmosfera, te, prema tome, u pogledu nejednakih linearnih brzina, sve napred rečeno važi i za vazdušne čestice — ako su u pitanju iste nivoske površine u atmosferi.

Usled tih nejednakih linearnih brzina pojedinih tačaka na raznim geografskim širinama zemljine površine, stvara se, prema Hadleyu, tzv. devijacijska sila, koja utiče na pravac kretanja vazdušnih masa iznad zemljine površine. Veličina intenziteta ove sile (U), odnosno njena horizontalna komponenta, data je jednačinom:

$$U = 2\omega \cdot v \cdot \sin \varphi, \qquad (2\omega = 0{,}000146)$$

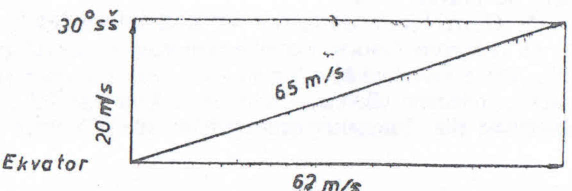
gde je ω — ugaona brzina zemljine rotacije, v — je brzina vazdušnog strujanja, φ — geografska širina.

Uticaj devijacijske sile, prema engleskom astronomu Hadleyu (1735. god.), može se predstaviti ovako: Brzina neke tačke zemljine površine na ekvatoru iznosi 465 m/s, od zapada prema istoku; na 30° g.š. brzina je 403 m/s; na 60° ona je 232,5 m/s, i na polu iznosi 0 m/s. Ako je neka vazdušna čestica, pod dejstvom gradijenta vazdušnog pritiska, primorana da se kreće od ekvatora prema polu, onda će ona zadržavati svoj rotacioni momenat, i kad dođe na 30° g.š., imaće brzinu 465 m/s — prema isotku, koliko je imala iznad ekvatora. Međutim, na geografskoj širini 30° brzina tačaka — prema istoku — je 403 m/s. Prema tome, vazdušna čestica, koja je došla od ekvatora, izmiče ispred tačaka iste geografske dužine na zemljinoj površini za 62 m/s, i to od zapada prema istoku. To znači da ova čestica vazduha ima relativnu brzinu prema zemljinoj površini od 62 m/s u pravcu istoka.

Ako je početna brzina ove čestice, zbog gradijenta vazdušnog pritiska, bila 20 m/s u pravcu severa, kada se ova brzina sabere (na osnovu stava o paralelogramu sila) sa brzinom od 62 m/s upravljenom prema istoku, dobiće se rezultanta od 65 m/s koja ima pravac ZJZ—ISI, kao što se vidi na slici 54.

Ako čestica vazduha struji obratno od 30° s.g.š. prema ekvatoru, zadržavajući rotacioni momenat ovog uporednika, to kad ona dođe na ekvator, tačke na zemljinoj površini iste geografske dužine izmicaće ispred ove čestice sa relativnom brzinom od 62 m/s — u pravcu istoka. To se može predstaviti tako kao da čestica ima brzinu od 62 m/s — ali od istoka prema zapadu. Kada se ova komponenta od 62 m/s pravca istok-zapad sabere sa komponentom od 20 m/s pravca sever-jug, dobiće se rezultanta vetra, koja ima pravac ISI—ZJZ, kao što se vidi na slici 55.

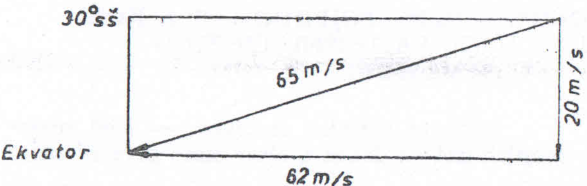
Pravac gradijenta vazdušnog pritiska bio je u prvom slučaju od juga prema severu (sl. 54), a u drugom slučaju od severa prema jugu (sl. 55). Skretanje rezultante vetra i u jednom i u drugom slučaju bilo je udesno od pravca gradijenta vazdušnog pritiska. Ovo važi za severnu poluloptu.



Slika 54. Skretanje južnog vetra zbog devijacijske sile na severnoj polulopti.

Na sličan način može se dokazati da će na južnoj polulopti skretanje vetra biti ulevo od pravca horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska.

Prema tome, vetrovi koji duvaju od polova prema ekvatoru imaju približno na severnoj polulopti, SI a na južnoj JI pravac. Obratno, vetrovi koji duvaju od ekvatora prema polovima imaju na severnoj polulopti JZ a na južnoj SZ pravac.



Slika 55. Skretanje severnog vetra zbog devijacijske sile na severnoj polulopti.

Ali Hadleyevo tumačenje ne zadovoljava potpuno, jer po njemu izlazi da vazdušna strujanja koja imaju pravac paralelan sa uporednicima neće skretati, pošto se devijacijska sila poklapa sa pravcem samog strujanja. Međutim, i u tom slučaju postoji skretanje, i to udesno od pravca gradijenta na severnoj, a ulevo na južnoj polulopti.

4. Trenje vazduha. — Znatnog uticaja na neku pokretnu vazdušnu česticu ima sila koja nastaje od unutrašnjeg i spoljašnjeg trenja vazdušnih čestica. Intenzitet sile spoljašnjeg trenja (R) proporcionalan je intenzitetu brzine (v) vazdušne čestice koja se kreće i može se predstaviti jednačinom:

$$R = k \cdot v,$$

gde je k — koeficijenat proporcionalnosti, čija se veličina može odrediti.

Sila trenja, po Guldbergu i Mohnu, ima isti pravac a suprotan smer od pravca vetra, što znači, da sila trenja dejstvuje suprotno na kretanje vazdušnih čestica. Međutim, J.W. Sandström je u jednom svom radu došao do rezultata da sila trenja nema isti pravac kao što je pravac vetra, već da sa pravcem vetra zatvara neki ugao. Sila trenja dejstvuje suprotno kretanju vazdušne struje, ali nešto udesno. On smatra

da ovo skretanje udesno važi samo za vazdušne slojeve u neposrednoj blizini zemljine površine.

Za Srednju Evropu izračunao je Sandström ovaj ugao i on iznosi 38°. F. M. Exner je teorijski potvrdio Sandströmove dokaze i za ugao između pravca vetra i trenja našao približnu vrednost od 38°. Po Exnerovoj teoriji, ovaj ugao dostiže vrednost od 38° udesno, ali samo za najniže slojeve atmosfere, dok sa povećanjem visine opada, tako da na visini od oko 120 m postane ravan 0, a zatim raste u levu stranu od pravca vetra.

5. Centrifugalna sila. — Kod krivolinijskih izobara, pored navedenih sila, na pokretnu česticu vazduha dejstvuje i centrifugalna sila, jer se vazdušna čestica kreće krivolinijski. Ona ima isti pravac i smer sa devijacijskom silom kod depresije, odnosno ciklona, a kod anticiklona ima isti pravac a suprotan smer od devijacijske sile. Intenzitet centrigufalne sile (C) ravan je:

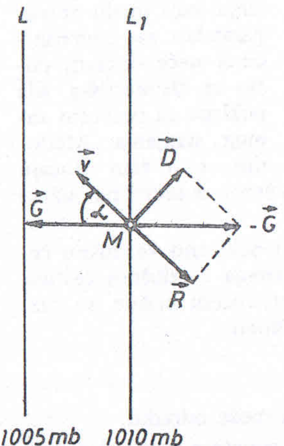
$$C = \frac{v^2}{r},$$

gde je v — brzina vetra, a r — poluprečnik krivine putanje vazdušne čestice koja se kreće.

Centrifugalna sila nije ništa drugo nego normalna komponenta ubrzanja kod krivolinijskog kretanja. Ova komponenta postoji kod svakog krivolinijskog kretanja, pa bilo da se ono vrši i stalnom brzinom.

Primer: Ako je na 45° g.š. poluprečnik $r = 500$ km, a $v = 10$ m/s, biće intenzitet centrifugalne sile $C = 0{,}0002$, a intenzitet devijacijske sile $2\omega \cdot v \cdot \sin\varphi = 0{,}0010$.

73. UZAJAMNI ODNOSI IZMEĐU POJEDINIH SILA KOJE DEJSTVUJU NA NEKU VAZDUŠNU ČESTICU U ATMOSFERI



Slika 56. Uzajamni odnosi između pojedinih sila koje dejstvuju na neku vazdušnu česticu kod pravolinijskih izobara

1. Pravolinijske izobare. — Kod pravolinijskih izobara dolaze u obzir samo prve tri sile, i to: gradijent vazdušnog pritiska ($\vec{G}$), devijacijska sila ($\vec{D}$) i sila trenja ($\vec{R}$). Dejstvo ovih sila prikazano je na slici 56.

Neka su L i L_1 paralelne izobare 1005 u 1010 mb, $\vec{G}$ — gradijent vazdušnog pritiska, $\vec{D}$ — devijacijska sila, $\vec{R}$ — sila trenja i α — ugao između gradijenta i pravca vetra. Ako se trenje uzme prema Guldbergu i Mohnu, tj. suprotno od pravca vetra, onda se dejstvo sila na vazdušnu česticu M može grafički predstaviti kao na slici 56. Devijacijska sila stoji normalno na pravac kretanja vazdušne čestice. Ako trenje ($\vec{R}$) i devijacijska sila ($\vec{D}$) imaju kao rezultantu ($-\vec{G}$), može se postaviti vektorska jednačina:

$$\vec{R} + \vec{D} = -\vec{G},$$

koja pokazuje da sila trenja i devijacijska sila drže ravnotežu gradijentu vazdušnog pritiska. Prema tome, čestica vazduha M kreće se pravolinijski i ravnomerno, tj. bez ubrzanja, a takvo kretanje naziva se stacionarno kretanje. U takvom slučaju biće:

$$D = G \cdot \sin\alpha = 2\omega \cdot v \cdot \sin\varphi$$

$$R = G \cdot \cos\alpha = K \cdot v$$

Deljenjem ovih jednačina dobije se:

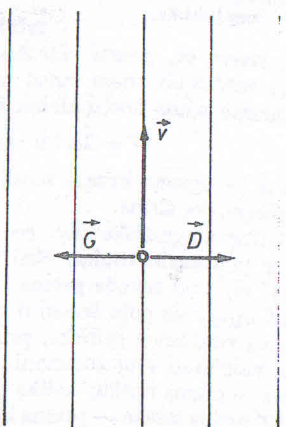
$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{2\omega \cdot \sin\varphi}{K}.$$

Kao što se iz poslednje jednačine vidi ugao skretanja (α) ne zavisi od brzine strujanja vazduha, već samo od geografske širine (φ) i koeficijenta trenja (K). Na severnoj polulopti α se nalazi sa desne strane od pravca gradijenta, a na južnoj sa leve. Ako se poslednja jednačina reši po K biće:

$$K = \frac{2\omega \cdot \sin\varphi}{\operatorname{tg}\alpha}$$

Ovo je poznata Guldberg-Mohnova jednačina za izračunavanje koeficijenta trenja (K). Po ovoj jednačini našao je Mohn za Norvešku na 61° s.g.š., pošto je empirijski odredio ugao $\alpha = 56°28'$, da je $K = 0{,}00008453$.

Koeficijenat trenja (K) je veći na kopnenim a manji na vodenim površinama, dok je skretni ugao (α) manji na kopnenim a veći na vodenim površinama. Prema tome, ukoliko je trenje veće utoliko će skretanje vetra od pravca gradijenta biti manje i obratno. Kako koeficijenat spoljašnjeg trenja opada sa visinom, to je na izvesnoj visini ravan 0, tj. intenzitet sile trenja $R = 0$. U takvom slučaju na pokretnu česticu vazduha M dejstvuju samo dve sile, i to gradijent vazdušnog pritiska ($\vec{G}$) i devijacijska sila ($\vec{D}$). U ovom slučaju gradijent vazdušnog pritiska i devijacijska sila imaju iste pravce a suprotne smerove. Pravac vetra biće normalan na pravac gradijenta a takođe i na pravac devijacijske sile, tj. pravac vetra je paralelan sa pravcem izobara. Takav vetar naziva se gradijentni vetar. A pošto je kretanje vazdušnih masa stacionarno i pravolinijsko pri pravolinijskim izobarama, onda se takav gradijentni vetar naziva geostrofski vetar. Na slici 57. predstavljen je pravac gradijentnog vetra ($\vec{v}$), koji je u isto vreme i geostrofski vetar.



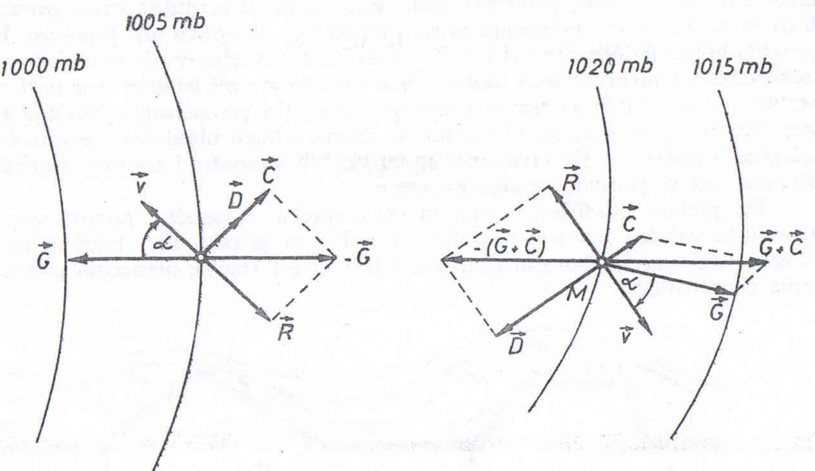
Slika 57. Gradijentni vetar pri pravolinijskim izobarama.

2. Krivolinijske izobare. — Ako su izobare krivolinijske, onda na neku pokretnu vazdušnu česticu dejstvuju sve četiri sile: gradijent vazdušnog pritiska, devijacijska sila, sila trenja i centrifugalna sila. Njihov raspored kod depresije, odnosno ciklona, vidi se na slici 58, a kod anticiklona na slici 59 (važi za severnu poluloptu),

Kao što se na slici 58. vidi kod ciklona sila gradijenta ($\vec{G}$) drži ravnotežu sili trenja ($\vec{R}$), devijacijskoj sili ($\vec{D}$) i centrifugalnoj sili ($\vec{C}$), koja ima isti pravac i smer sa devijacijskom silom ($\vec{D}$), dakle,

$$\vec{R} + \vec{D} + \vec{C} = -\vec{G}.$$

Pravac vetra ($\vec{v}$) skreće udesno od gradijenta za ugao α, a devijacijska sila ($\vec{D}$) stoji normalno na $\vec{v}$. I ovde je u pitanju stacionarno kretanje.



Slika 58. Uzajamni odnosi između pojedinih sila koje dejstvuju na neku pokretnu vazdušnu česticu u ciklonu.

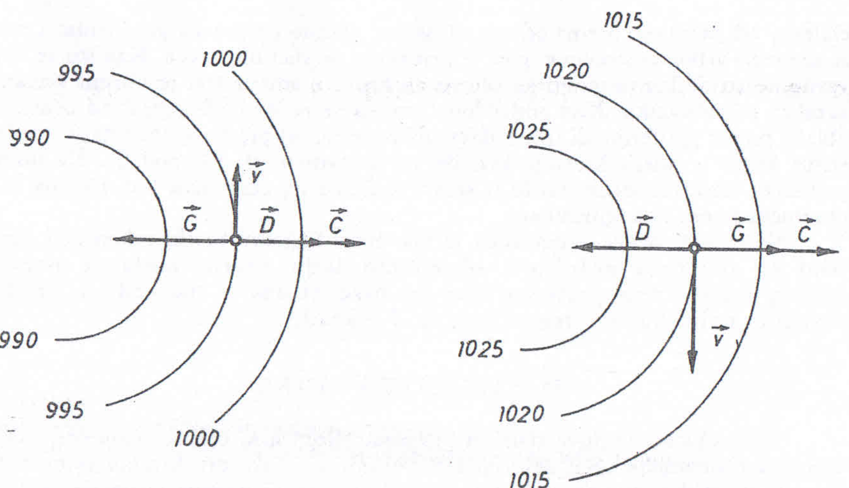
Slika 59. Uzajamni odnosi između pojedinih sila koje dejstvuju na neku pokretnu vazdušnu česticu u anticiklonu.

Kod anticiklona (slika 59) centrifugalna sila ($\vec{C}$) ima isti pravac a suprotan smer od devijacijske sile ($\vec{D}$). Prema tome, na jednu stranu dejstvuju sile $\vec{G}$ i $\vec{C}$ a na drugu $\vec{R}$ i $\vec{D}$. Ako su ove sile u ravnoteži, onda postoji ovakva jednakost:

$$-(\vec{G} + \vec{C}) = \vec{R} + \vec{D}.$$

Skretanje vetra i ovde je udesno od pravca gradijenta za ugao α, a devijacijska sila ($\vec{D}$) stoji normalno na pravac vetra ($\vec{v}$). Ako su ove sile u ravnoteži, onda i ovde postoji stacionarno kretanje vazdušne čestice. Skretni ugao je pri istim uslovima manji kod anticiklona nego kod ciklona.

Ako je intenzitet sile trenja R = 0, što je slučaj na većim visinama, onda i ovde postoji **gradijentni vetar** ($\vec{v}$), koji ima normalan pravac kako na pravac gradijenta ($\vec{G}$) tako i na pravac devijacijske sile ($\vec{D}$) i centrifugalne sile ($\vec{C}$). Raspored sila $\vec{G}$, $\vec{D}$ i $\vec{C}$ kao i pravac gradijentnog vetra ($\vec{v}$) kod ciklona i anticiklona vidi se na slikama 60. i 61.



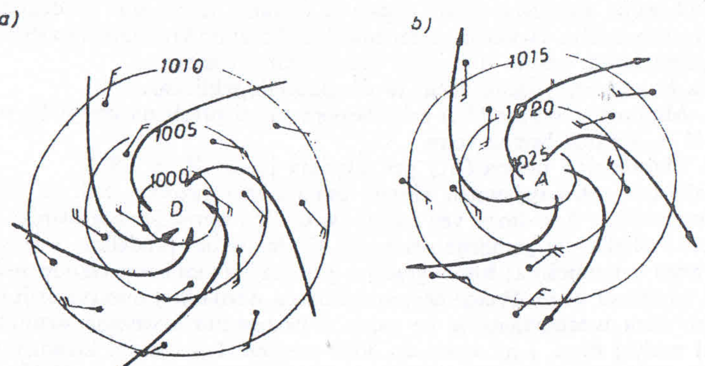
Slika 60. Gradijentni vetar u ciklonu

Slika 61. Gradijentni vetar u anticiklonu.

Gradijentni vetar kod ciklona i anticiklona naziva se od nekih autora i **ciklostrofski** (1).

Gradijentni vetar ($\vec{v}$) ima u svakoj tački pravac tangente na izobare. On, u **stvari, kruži paralelno** po izobarama. I ovde je uzeto, prema Guldberg i Mohnu, **da sila trenja ima isti** pravac a suprotan smer od pravca vetra ($\vec{v}$). Međutim, za **tačno predstavljanje** pomenutih sila, u prizemnim slojevima vazduha, treba uzeti **u obzir da sila trenja** skreće udesno za oko 38° od suprotnog pravca, odnosno smera **vetra.**

Usled ovakvog rasporeda sila, koje dejstvuju na neku pokretnu vazdušnu **česticu, kako kod ciklona tako i kod anticiklona, vazduh ne struji direktno od mesta visokog vazdušnog pritiska ka mestu niskog vazdušnog pritiska,** već vrši izvesno **skretanje.** Tako, npr., na severnoj polulopti vazduh struji kod depresije odnosno



Slika 62. Vazdušna strujanja u prizemlju ciklona (a) i anticiklona (b) na severnoj polulopti, prema Kunicu i Matvejevu (49).

ciklona, od periferije prema centru, ali skreće udesno od pravca gradijenta, i tako se obrazuje vrtložno strujanje, koje je prikazano na slici 62. pod a. Kao što se vidi, vazdušne struje konvergiraju ka centru ali kruže u smeru koji je obrnut kretanju kazaljke na časovniku. Kod anticiklona vazduh se razilazi (divergira) od centralne oblasti prema periferiji, ali usled skretanja nadesno od pravca gradijenta, vazdušne struje kruže u smeru kretanja kazaljke na časovniku (sl. 62. pod b). Na južnoj polulopti vazdušne struje kruže u smeru kazaljke na časovniku kod ciklona, a u obratnom smeru kod anticiklona.

Na osnovu ovoga ustanovljen je tzv. Buys-Ballotov barski zakon koji glasi: Ako na severnoj polulopti okrenemo leđa vetru, onda će predeo niskog vazdušnog pritiska biti sa leve strane i napred, a predeo visokog pritiska sa desne strane i nazad.

74. STRUKTURA VETRA

Vetar obično ne duva stalnom brzinom. Njegova se brzina manje-više stalno menja, a u prizmelju vetar često menja svoj pravac. Tako pri duvanju vetra, naročito u prizemnim slojevima, postoje u vazdušnoj struji izvesne pulzacije, tj. treptaji vetra. Prema Langleyu, relativne pulzacije ili treptaji vetra su utoliko izrazitiji ukoliko je veća srednja brzina dotičnog vetra. Ima slučajeva da se brzina vetra poveća do oko 18 m/s, a da odmah neposredno zatim spadne skoro do 0m/s, i da se opet poveća gotovo do iste veličine. Usled prolaza vazduha pri duvanju vetra, kroz uske otvore na krovovima kuća, kroz šumu i tome slično, stvaraju se izvesni zvukovi u obliku fijukanja ili zavijanja sa međuvremenim tišinama. Pulzacije vetra, prema Maljčenku, mogu se objasniti na sledeći način: Pri horizontalnom strujanju vazduha u ovoj struji se obrazuju mali vihori oko vertikalnih osovina, koji presecaju horizontalnu struju vazduha u raznim pravcima. Kada takav vihor u vidu zavoja preseca popreko horizontalnu vazdušnu struju, onda se sa one strane otkuda vetar duva vazduh nagomilava u samom vihoru; na suprotnoj strani vihora, tj. u pravcu kretanja horizontalne vazdušne struje, obrazuje se razređivanje vazduha usled odlaska vazdušnih masa sa horizontalnim strujanjem. Obrazovani vihor u vazdušnoj struji se tada pomiče napred u smislu duvanja vetra, a nagomilani vazduh, na strani otkuda vetar duva, izbacuje se napred dosta velikom brzinom. Na taj način se stvara izrazito ubrzanje vazdušne struje u pravcu duvanja vetra, koje se događa obično posle izvesnog zatišja. Ovakvim naizmeničnim ubrzanim kretanjima i zatišjima vetar dobija promenljivu brzinu u kratkim vremenskim razmacima.

Na osnovu ispitivanja došlo se do sledećih zaključaka:

1. Minimalna brzina (V_n) pri udarnom vetru približno iznosi $V_n = 0{,}2 \cdot V$, gde je V — srednja brzina vetra.

2. Maksimalna brzina (V_x) pri udarima iznosi $V_x = 1{,}9 \cdot V$.

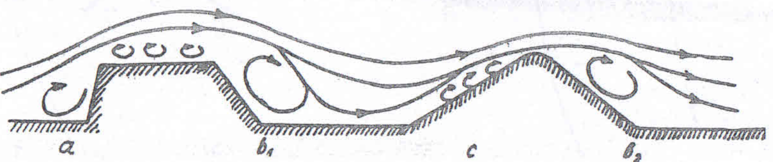
Udarnost vetra uglavnom nastaje usled trenja vazduha, koji se kreće iznad zemljine površine. Kao što je već rečeno (v. čl. 72), trenje je veće ukoliko je brzina vetra veća i ukoliko je zemljište neravnije. U planinskim predelima udarnost vetra je veća nego u ravnicama; šume, gradovi, pribrežja, mora i reke takođe utiču na povećanje udarnosti vetra. Prema osmatranjima na Aerološkoj opservatoriji u Slucku, udarnost vetra ustanovljena je ne samo u prizemnim slojevima vazduha već, u izvesnoj manjoj meri, i na visini do 3000 metara. Tako je pri kolebanju vetra u prizemlju od 10 m/s na visni od 3000 metara kolebanje bilo 4 m/s. Velika udarnost vetra naročito je zapažena pri morskim obalama, kada vetar duva sa mora na kopno, gde nailazi na veće trenje.

Na udarnost vetra utiče, sem trenja, i velika razlika u temperaturi između zemljine površine i viših vazdušnih slojeva. Ovo je utvrdio i Barkov. Prema njegovim ispitivanjima, nagle promene u pravcu i brzini vetra, tzv. „nemir vetra," najčešće nastaju rano popodne, za vreme najviše temperature, i to naročito u proleće, kada je opadanje temperature sa visinom najveće.

75. UTICAJ PREPREKA I ŠUME NA BRZINU VETRA

Kada vazduh pri svome horizontalnom strujanju naiđe na neku prepreku (građevinu, šumu, brdo, planinski lanac, itd.), onda su vazdušne struje primorane ili da se uzdižu uvis i prebacuju preko prepreke ili da optiču oko prepreke. Horizontalno opticanje oko prepreka češće se javlja (29). Prebacivanje vazdušnih struja preko izvesnih prepreka biće utoliko lakše ukoliko je veći labilitet u atmosferi, tj. ukoliko je veći vertikalni temperaturni gradijent. Pri prebacivanju vazduha preko prepreka, na navetrenoj strani vazduh se uzdiže i hladi usled čega se povećavaju oblačnost i padavine. Na zavetrenoj strani vazduh se spušta i zagreva, a oblačnost iščezava, dok se padavine znatno smanjuju.

Pri prelazu vazdušnih struja preko prepreka, a naročito pozadi prepreka, stvaraju se vrtložna strujanja. Na slici 63. prikazano je kako utiču razni oblici prepreka na deformaciju horizontalnih vazdušnih struja koje se prebacuju preko prepreka raznih oblika.



Slika 63. Vrtlozi na raznim mestima planinskih predela, prema V. Georgiu.

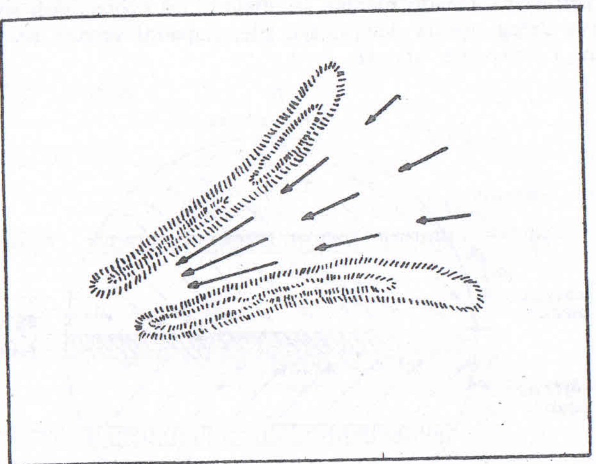
Na slici 63. vide se vrtlozi oko horizontalnih osovina u područjima iznad: a, b_1, c i b_2. Veličina ovih vrtloga zavisi od nagiba i oblika prepreka. Vrtlog na prednjoj strani prepreka (iznad a) je postojan, dok se na zadnjoj strani prepreke (iznad b_1 i b_2) kada se dovoljno poveća, odvoji od prepreka i kreće se dalje u horizontalnom pravcu. Vazdušne struje zadržavaju karakter vrtložnih struja i pri udaljavanju od prepreka (brda).

Iznad samih prepreka brzina vetra se pojačava jer se linije toka vazdušnih struja zbijaju na manji vertikalni presek.

Ako vetar optiče oko neke prepreke, onda će se na stranama prepreka stvarati bočni vrtlozi oko vertikalnih osovina. U blizini prepreka vetar se pojačava iz istih razloga kao i iznad prepreka pri prebacivanju vazdušnih struja preko njih. Osobito pojačanje vetra nastaje na vertikalnim ispupčenjima prepreka, kao što su uglovi zgrada, grebeni na planinskim stranama, itd. Pozadi takvih prepreka vetar oslabi i obrazuje se zatišje.

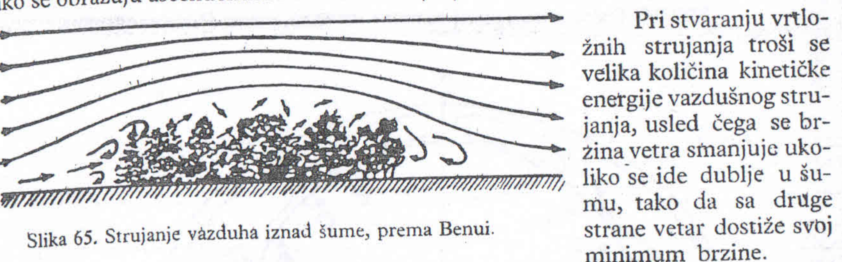
Naročito se vetar pojačava kada je vazduh primoran da struji kroz klance i uske doline između dva planinska masiva. Poprečni presek vadzušnog strujanja, u takvim slučajevima smanjuje se, što znači da kroz uske otvore mora proći velika količina vazduha u jedinici vremena. Usled toga brzina strujanja se poveća. Ovo se najbolje vidi na slici 64.

Na ovaj način objašnjava se i pojačanje vetra u moreuzima između velikih ostrva, a takođe i gradskim ulicama, naročito uskim gde su građevine sa jedne i druge strane dosta visoke.



Slika 64. Orografsko pojačanje vetra u uskim dolinama, prema Hromovu (29).

Slični slučajevi dešavaju se kada je šuma prepreka vetru. Naročito ako je vazduh hladan a šuma gusta i žbunovita, pa se vazduh nabija u šumu i nagomilava i tako se obrazuju ascendentna i vrtložna strujanja vazduha kao što se vidi na slici 65.



Slika 65. Strujanje vazduha iznad šume, prema Benui.

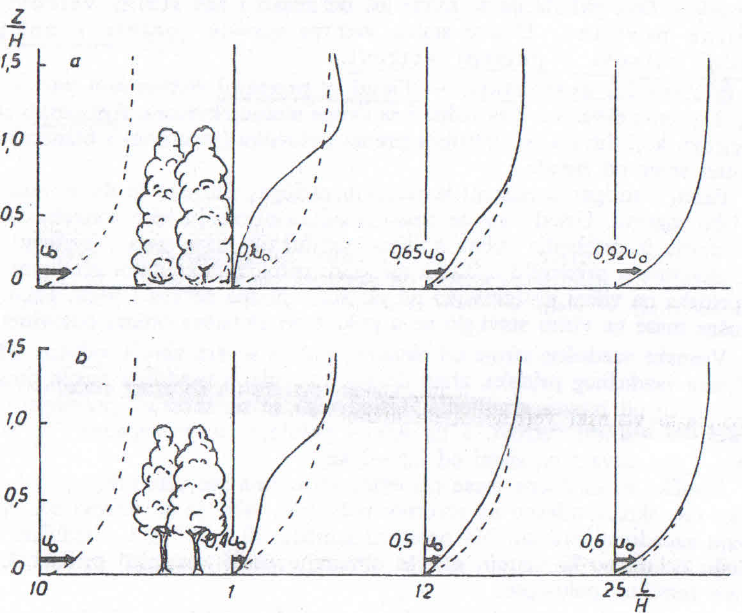
Pri stvaranju vrtložnih strujanja troši se velika količina kinetičke energije vazdušnog strujanja, usled čega se brzina vetra smanjuje ukoliko se ide dublje u šumu, tako da sa druge strane vetar dostiže svoj minimum brzine.

Dejstvo šume na pravac i brzinu vetra koristi se pri podizanju poljozaštitnih šumskih pojaseva. Uticaj šumskih pojaseva na brzinu vetra u znatnoj meri zavisi od otvora na samom šumskom pojasu kroz koje vazduh može da struji. Veličina otvora u jednom šumskom pojasu može se izraziti u % od ukupne vertikalne površine poljozaštitnog šumskog pojasa. Poljozaštitni šumski pojasevi mogu biti bez otvora, kao što se vidi na slici 66. pod a, ili sa izvesnim otvorima u prizemlju, kao što se vidi na slici 66. pod b (50).

Prema Konstantinovu i Struzeru o poljozaštitnim šumskim pojasevima može se ukratko reći sledeće (50):

1. Kod pojaseva bez otvora vazduh je primoran da se u najvećoj količini prebacuje preko pojasa i usled toga horizontalna brzina vetra pozadi pojasa je drugačija nego ispred pojasa. Na zavetrenoj strani u blizini pojasa srednja horizontalna brzina vetra može opasti skoro do 0 m/s, a na rastojanju koje je 25—30 puta veće od visine

drveća pozadi pojasa vetar ponova ima brzinu skoro istu kao ispred pojasa. Horizontalna brzina vetra se neposredno iznad samog pojasa pojača iz istih razloga kao što je napred rečeno za prelaz vazdušnih strujanja preko izvesnih prepreka uopšte. Ovo povećanje brzine vetra iznad pojasa primećeno je do visine koja je viša 4—5 puta od visine drveća u pojasu. Pri nestabilnoj atmosferi povećanje brzine vetra iznad pojasa može biti do visine koja je za 8—10 puta višlja od visine drveća u pojasu.



Slika 66. Poljozaštitni šumski pojasevi: a — bez otvora za vetar, b — sa otvorima za vetar.

2. Kod pojaseva koji imaju u prizemlju otvore za vetar, profil vetra pozadi u blizini pojasa se samo malo deformiše, a porast brzine vetra sa povećavanjem rastojanja od pojasa se veoma sporo događa, tako da se na rastojanju koje je oko 25 puta veće od visine drveća profil vetra još potpuno ne uspostavi. Zaštitno dejstvo ovakvih poljozaštitnih pojaseva prostire se na zavetrenoj strani do rastojanja koje je 40 — 50 puta veće od visine drveća u pojasu, što je znatno više nego kod pojaseva bez otvora za vetar. Iznad pojaseva sa otvorima brzina vetra se takođe povećava, ali se to oseti do male visine. Ispitivanjima je ustavnovljeno da je maksimalno zaštitno dejstvo kod onih pojaseva čija je površina otvora oko 30% od ukupne vertikalne površine pojasa. Pod vetrozaštitnim dejstvom pojasa podrazumeva se srednje smanjenje brzine vetra pozadi pojasa u % od brzine vetra na otvorenom polju.

Sa slabljenjem vetra, bilo kod šume uopšte ili kod poljozaštitnih šumskih pojaseva, objašnjava se neravnomerna raspodela snežnog pokrivača pri padanju snega. Pozadi prepreka obrazuju se često snežni nanosi.

Usled slabljenja vetra u unutrašnjosti šume oslabi znatno i razmena vazduha, što utiče na raspodelu temperature i vlažnosti vazduha unutra u šumi i na malim proplancima.

76. OPŠTA CIRKULACIJA VAZDUŠNIH STRUJA U ATMOSFERI

Razlike u zagrevanju na ekvatoru i polovina izazivaju i razlike u vazdušnim pritiscima (v. čl. 44). Usled toga se u atmosferi iznad zemljine površine obrazuju izvesne stalne vazdušne struje, koje sačinjavaju opštu cirkulaciju vazdušnih struja u atmosferi. Ova cirkulacija se može još definisati i kao stalni vetrovi iznad zemljine površine. U ove stalne vetrove spadaju: pasati i antipasati, zapadni vetrovi i polarni vetrovi.

1) Pasati i antipasati. — Pasati su prizemni vetrovi koji duvaju od oko 30° g. š. prema ekvatoru, i sa jedne i sa druge strane ekvatora. Antipasati su visinski vetrovi, koji duvaju od ekvatora prema polovima (severnom i južnom) i imaju suprotan smer od pasata.

Pasati i antipasati nastaju iz sledećih razloga: Poznato je da se oblast ekvatora jako zagreva. Usled toga se iznad ekvatora obrazuju jake konvektivne struje, koje odnose iz prizemlja velike količine vazdušnih masa uvis. Vazdušni pritisak iznad ekvatora u prizemlju opada a na visini raste. Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska na visini je upravljen od ekvatora prema severu i jugu. Prema tome, vazdušne mase na visini stavljaju se u pokret od ekvatora prema polovima.

Visinske vazdušne struje od ekvatora prema severu skreću udesno od pravca gradijenta vazdušnog pritiska, zbog devijacijske sile, a vazdušne struje prema jugu skreću ulevo od pravca gradijenta. Usled toga se na severnoj polulopti obrazuju jugozapadni visinski vetrovi, a na južnoj polulopti severozapadni. To su antipasati i oni duvaju na visini od 2,5—3 km.

Ukoliko se vazdušne mase pri ovim vetrovima sve više udaljuju od ekvatora utoliko više skreću udesno na severnoj polulopti, tako da se vetrovi sve više približavaju zapadnom pravcu. Na prostoru između 30 i 40° g. š. vazdušne mase se spuštaju delimično ka zemlji, gde se obrazuju visoki vazdušni pritisci. Ovo važi za obe zemljine polulopte.

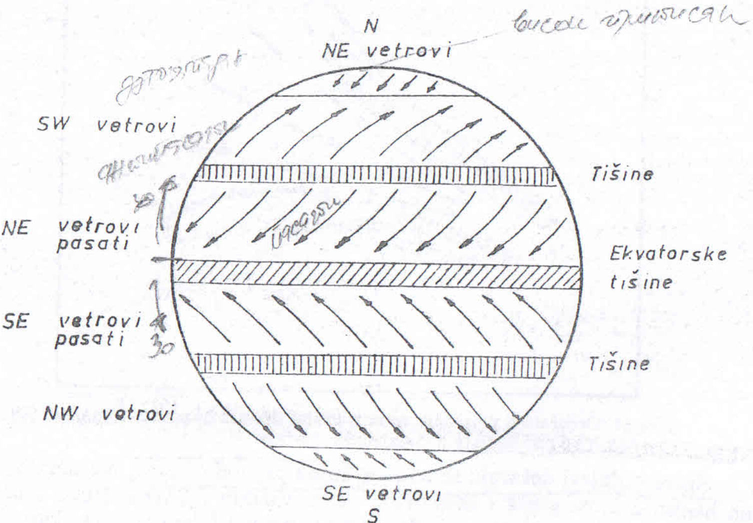
Od ovih pojaseva visokog vazdušnog pritiska gradijenti pritiska su upravljeni prema ekvatoru na obe zemljine polulopte. Zbog ovakve raspodele vazdušnog pritiska obrazovaće se vazdušne struje od suptropskih širina (oko 30° g. š.) prema ekvatoru. Ali, kako na ove vetrove deluje takođe devijacijska sila, to će oni skretati udesno na severnoj, a ulevo na južnoj polulopti od pravca gradijenta. Ti prizemni vetrovi nazivaju se pasati i oni na severnoj polulopti imaju pravac od severoistoka prema jugozapadu, a ne od severa prema jugu, kako bi trebalo da bude prema gradijentu. Na južnoj polulopti pravac pasata je, iz istih razloga, od jugoistoka prema severozapadu, a ne od juga prema severu.

Iznad ekvatora, gde se stiču pasati sa jedne i druge strane, postoji oblast slabih vetrova promenljivog pravca, koja se zove pojasom ekvatorskih tišina, tzv. ekvatorske kalme. Pojas ekvatorskih tišina je dosta uzan oko 2 do 8° g. š. i razvijen je samo iznad okeana. U ovom pojasu tišina preovlađuje obalčno vreme sa obilnim kišama.

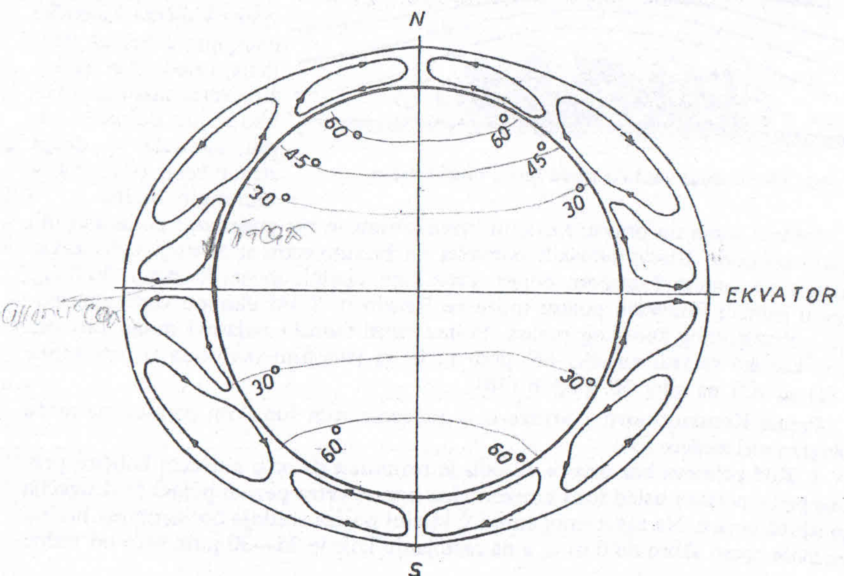
U suptropskim predelima (oko 30° g. š.), gde se vazduh spušta i nagomilava, postoji visok vazdušni pritisak, a u oblasti ovog anticiklona i na severnoj i na južnoj polulopti postoje takođe pojasevi suptropskih kalmi, odnosno pojasevi slabih vetrova promenljivog pravca. Suptropske tišine nisu tako postojane kao ekvatorske, ali u njima vlada vedro i suvo vreme, zbog spuštanja vazduha i adijabatskog zagrevanja.

2) Zapadni vetrovi. — Zapadni vetrovi duvaju približno na prostoru od 40 do 65° g. š. na severnoj polulopti, i od 35 do 65° g. š. na južnoj polulopti.

Ovi vetrovi nastaju zbog visokog vazdušnog pritiska oko 30 do 40° g. š. a niskog vazdušnog pritiska oko 60° g. š. i oni nemaju pravi zapadni pravac, već im se pravac sve više približava zapadu ukoliko se udaljuju od suptropskih širina. Ovo nastupa zbog sve većeg uticaja devijacijske sile. Zapadni vetrovi se, prema Bjerknesu, nazivaju i tropske struje.



Slika 67. Stalni vetrovi iznad zemljine površine, prema Hildebrandssonu.



Slika 68. Stalni vetrovi na visini, prema Hildebrandssonu.

3. Polarni vetrovi. — Od severnog i južnog pola, gde vladaju visoki vazdušni pritisci, obrazuju se vazdušne struje koje se kreću prema stožernicima, gde su pritisci niži. Ovi vetrovi, zbog devijacijske sile, na severnoj polulopti imaju severoistočni (skoro istočni) pravac, a na južnoj polulopti imaju jugoistočni (takođe skoro istočni) pravac. Polarni vetrovi sukobljavaju se sa zapadnim vetrovima negde oko 60° g.š. i tu obrazuju tzv. polarni vazdušni front. Polarni vetrovi nazivaju se još i polarne struje.

Ovi stalni vetrovi iznad zemljine površine prikazani su, prema Hildebrandssonu na slici 67. pri zemlji i na slici 68. na visini.

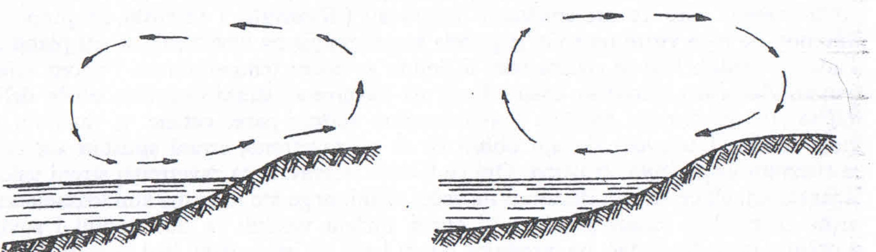
77. PERIODIČNI VETROVI

Periodični vetrovi su takvi, pri kojima vazduh struji u toku izvesnog vremenskog perioda u jednom smeru, a zatim u toku sledećeg, isto tako dugačkog perioda vremena struji u suprotnom smeru. Ovi vetrovi mogu biti sa dnevnim i godišnjim periodom.

1. Vetrovi sa dnevnim periodom. — Vetrovi sa dnevnim periodom su oni koji u toku dana duvaju u jednom smeru, a u toku noći duvaju u suprotnom smeru. Ovi vetrovi se još nazivaju dnevni vetrovi, i u njih spadaju vetar s mora i vetar s kopna, zatim dolinski i gorski vetar.

a) Vetar s mora i vetar s kopna. — Vetar s mora i vetar s kopna obrazuju se između mora i kopna i između većih jezera i okolnog kopna. Vetrovi ove vrste nastaju iz sledećih razloga:

U toku dana kopno se jače zagreva od mora i zato se iznad morske obale i nešto dublje u kopnu obrazuju konvektivne vazdušne struje. Pošto je vodena površina hladnija, a takođe i vazduh iznad nje, od vazduha iznad kopna, to je horizontalni gradijent vazdušnog pritiska upravljen od mora prema kopnu. Usled toga u nižim slojevima vazduh će u toku dana strujati od vodene površine prema obali. Na visini od oko 1000 m obrazuje se obratno strujanje od kopna prema moru. Ovakvo strujanje predstavljeno je na slici 69.



Slika 69. Vetar s mora u toku dana.

Slika 70. Vetar s kopna u toku noći.

Pred veče, zbog bržeg hlađenja kopna, proces se zaustavlja, i oko zalaska sunca nastupa tišina. Dalje u toku noći, strujanje ima obrnut smer od dnevnog strujanja, što se vidi na slici 70. Jer, pošto se kopno u toku noći brže hladi nego voda, to je gradijent vazdušnog pritiska upravljen od kopna prema moru, i zato vetar duva sa kopna prema moru. Ovo traje sve do sledećeg jutra, kada ponovo po izlasku sunca nastupa tišina, i onda opet počne da duva vetar s mora.

Na taj način između mora i kopna obrazuje se cirkulacija vazdušnih masa sa dnevnim periodom.

Ovakva dnevna smena vetrova je najizrazitija u tropskim predelima, gde je veliko dnevno kolebanje temperature. U umerenim širinama ovi vetrovi se obrazuju samo u toku leta, i to pri mirnom i tihom vremenu. Jer, ako postoji neko drugo strujanje vazduha, koje je uslovljeno opštom raspodelom vazdušnog pritiska, onda će ovi vetrovi biti znatno izmenjeni, a može se desiti da i sasvim izosatnu.

Vetar s kopna je znatno slabiji od vetra s mora, zbog manje temperaturne razlike između mora i kopna u toku noći nego u toku dana, i zbog većeg trenja koje ima vetar s kopna.

Vetar s mora i vetar s kopna nemaju veliko horizontalno rasprostranjenje. Na umerenim širinama vetar s mora retko gde se proširi do oko 50 km duboko u unutrašnjost kopna, a vetar s kopna najdalje do 30 km na morskoj pučini.

Ista se ovakva smena dnevnih vetrova pojavljuje na velikim jezerima, rečnim obalama, barama i močvarama. Pravilnu smenu dnevnih vetrova zapazio je J. Cvijić, kako na Ohridskom tako i na Prespanskom jezeru.

b. Dolinski i gorski vetar. — Dolinski i gorksi vetar nastaju usled poremećaja temperature u horizontalnom pravcu, koji je prouzrokovan različitim oblikom reljefa u planinskim predelima. U toku dana, otprilike od 10 časova pa do sunčeva zalaska, vetar duva uz planinsku padinu ka vrhu. To je dolinski vetar ili danik. U toku noći vetar duva niz padinu ka dolini približno od oko 22 časa do sunčeva izlaska. To je gorski vetar ili noćnik. Vetar danik naziva se još i anabatski a noćnik katabatski vetar.

Ovi vetrovi nastaju danju usled jakog zagrevanja površine kopna i vazduha u dolinama, kao i usled bržeg hlađenja vazduha na planinskim vrhovima noću. Zato će zagrejani vazduh u toku dana da struji uz planinske strane, a u toku noći hladniji vazduh spušta se ka dolini niz planinske strane. Na slici 71. pod a predstavljeno je ovo strujanje u toku dana, a pod b u toku noći.



Slika 71. Dolinski i gorski vetar u toku dana i u toku noći: a — danik, b — noćnik.

I ovi vetrovi su dosta slabi i nastaju leti pri tihom i vedrom vremenu, kada opšta vremenska situacija ne uslovljava drugačije strujanje vazdušnih masa.

Dolinski i gorski vetrovi su najpravilnije razvijeni u prostranim i dubokim dolinama, koje su otvorene prema velikim ravnicama.

2. Vetrovi sa godišnjim periodom. — Vetrovi sa godišnjim periodom duvaju pola godine sa okeana prema kopnu, a u drugoj polovini godine obratno, tj. sa kopna prema okeanu. U ovakve periodične vetrove spadaju tzv. monsuni.

Monsuni zahvataju veliko prostranstvo kopna i okeana, tj. oni nastaju gde se velike vodene površine graniče sa velikim kopnenim površinama. Monsuni duvaju zimi sa kopna prema okeanu, jer je zimi kopno znatno hladnije od okeana

i iznad kopna je viši vazdušni pritisak, tako da je horizontalni gradijent vazdušnog pritiska upravljen od kopna prema moru, odnosno okeanu. U toku letnje polovine godine okean je hladniji od kopna, i gradijent vazdušnog pritiska je upravljen od okeana prema kopnu, te zato vetrovi duvaju od okeana prema kopnu.

Pošto vazdušne mase pri ovim strujama prelaze znatna prostranstva, kako u dubinu kopna tako i iznad okeana, to na pravac monsuna ima uticaja i devijacijska sila. Monsuni na severnoj polulopti skreću od svoga prvobitnog pravca udesno, a na južnoj skreću ulevo.

Monsuni se obrazuju na obalama pojedinih okeana, kako južne tako i severne polulopte. Najizrazitiji monsuni obrazuju se iznad Indijskog okeana i južnog dela Azije. Oni u letnje vreme dolaze do Himalaja, a u toku zime polaze od Himalaja. Visina njihovog uticaja je oko 3 do 4 km. Letnji monsun, koji dolazi sa okeana, je vlažan i prouzrokuje u Indiji velike količine padavina.

Monsunski vetrovi su slabo razvijeni u oblastima ekvatora, gde je veliko dnevno kolebanje temperature, ali je malo godišnje kolebanje, kako temperature tako i vazdušnog pritiska. Za postanak monsunskih vetrova pogodnije su više geografske širine, naročito tamo gde nema jačih stalnih vetrova, kao što su pojasevi suptropskih tišina, tj. granica između pasatskih i zapadnih vetrova. Indijski okean je veoma pogodan za obrazovanje monsunskih vetrova iz razloga što je opasan kopnom sa zapada, severa i severoistoka.

78. SLAPOVITI VETROVI

Slapoviti vetrovi duvaju na mahove, odnosno na udare i imaju karakter silaznih strujanja. Mada svi vetrovi imaju izvesnu udarnost, pod ovim vetrovima biće prikazani oni koji imaju dosta veliku udarnost, tj. slapovitost. Ovakvi vetrovi javljaju se u planinskim predelima a prouzrokovani su raspodelom vazdušnog pritiska, zbog opšte vremenske situacije, gde je vazduh primoran da se prebacuje preko planinskih venaca ili da se probija kroz planinske klance i uske doline.

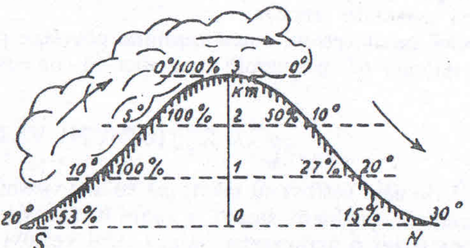
Kao poznati slapoviti vetrovi u našim predelima su: fen, bura i košava.

1. Fen. — To je topao, suv i slapovit vetar na zavetrenoj strani nekog brda ili planinskog lanca. To je, u stvari, silazno vazdušno strujanje, pri kome se temperatura vazduha povišava po suvoadijabatskom gradientu, tako da vazduh dolazi u dolinu sa dosta višom temperaturom a manjom relativnom vlažnošću nego što je imao taj isti vazduh na istoj visini sa navetrene strane brda.

Fen nastaje na sledeći način:

Ako vazdušne struje pri svome horizontalnom kretanju naiđu na neko brdo, npr. visine 3000 metara, one će biti primorane da se uzdižu uvis i adijabatski hlade. Pretpostavimo da je taj vazduh u ravnici imao temperaturu 20°, relativnu vlažnost 53% i apsolutnu vlagu 9,4 g/m³. Pri svome uzdizanju do 1000 m visine vazduh se hladio po suvoj adijabati 1°/100 m i rashladio do 10°. Na toj visini relativna vlažnost mu je postala 100%, što znači da se vazduh rashladio do temperature rosne tačke, a apsolutna vlaga mu je ostala ista (9,4 g/m³) i ona zasićava vazduh. Tu je nastupila kondenzacija i oslobođanje latentne toplote. Pri daljem uzdizanju vazduh se hladio po vlažnoj adijabati (0,5°/100 m), i na visini od 2 km njegova je temperatura bila 5°, a na visini od 3 km temperatura mu je bila 0°. Relativna vlažnost vazduha u celom sloju od 1—3 km bila je 100%, ali se apsolutna vlaga smanjila na 4,9 g/m³, što u stvari predstavlja maksimalnu apsolutnu vlagu za temperaturu 0°. U sloju od 1 do 3 km kondenzovalo se 4,5 g/m³ vodene pare.

Kondenzacija je počela na visini od 1 km i do vrha brda su se izlučile padavine. Vazdušne mase su se od vrha brda spuštale prema dolini. Njihova temperatura je na brdu bila 0°, relativna vlažnost 100%, a apsolutna vlaga 4,9 g/m³; oblaci su sasvim iščezli na onoj strani vrha brda gde je vazduh počeo da se spušta. Pri spuštanju vazduh se zagrevao po suvoj adijabati (1°/100 m) i njegova je temperatura rasla. Apsolutna vlaga mu je ostala nepromenjena (4,9 g/m³), ali je zato relativna vlažnost naglo opala. Vazduh je pri dolasku u dolinu imao temperaturu 30° a relativnu vlažnost samo 15%. Celokupan ovaj proces prikazan je shematski na slici 72.



Slika 72. Shematski prikaz zbivanja pri obrazovanju vetra fena.

Uslov za obrazovanje fena jeste: Uzdizanje vazduha na navetrenoj strani brda i stvaranje oblaka sa izlučivanjem padavina; kondenzacioni nivo mora biti niži od vrha brda. Ali osmatranja su pokazala da se fen može obrazovati i pri spuštanju vazdušnih masa u slobodnoj atmosferi, a da vazduh ne prelazi preko planinskog lanca. Takve pojave zapažene su pri spuštanju vazduha u anticiklonu, gde vazduh iznad zemlje može biti veoma suv i dosta topao.

Vetrovi koji imaju osobine fena su prilično česti, iako se na navetrenoj strani, gde se vazduh uzdiže, ne izluče padavine. Ovo se događa naročito u zimskim mesecima, kada u atmosferi postoje inverzije temperature; tada je vertikalni temperaturni gradijent znatno smanjen, pa se u silaznim strujama vazduh dovoljno zagreje, tako da u dolinama ima fensko dejstvo.

Inače, ako se na navetrenoj strani obrazuju oblaci a iz njih se ne izluče padavine, onda će se oblaci na zavetrenoj strani planine spuštati zajedno sa vazduhom prema zemlji. Oni će pri spuštanju isparavati (iščezavati) i teorijski će potpuno iščeznuti na istoj visini na kojoj je počela kondenzacija na navetrenoj strani planine. Tada će vazduh koji se spušta stići u dolinu sa istom temperaturom i istom relativnom vlažnošću. Može se desiti da se na navetrenoj strani padavine izluče delimično, tj. da izvesna količina kondenzovane vodene pare, ostane u vazduhu u vidu oblaka. I u ovom slučaju oblaci će se na zavetrenoj strani spuštati zajedno sa silaznim vazdušnim strujama. Oni će takođe iščezavati na zavetrenoj strani usled isparavanja, ali će sasvim iščeznuti na većoj visini, nego što je visina kondenzacionog nivoa sa prednje strane planine. U ovom slučaju vazduh će doći topliji i suvlji u dolinu, nego što je bio na prednjoj strani brda na istoj visini, kad je počeo da se uzdiže. Takvo strujanje vazduha na zavetrenoj strani planine ima takođe fenski karakter.

Iz samog karaktera javljanja vetra fena izlazi da fen prouzrokuje vedro vreme na zavetrenoj strani planine. Samo se na planinskim vrhovima mogu videti sočivasti oblaci, koji stoje nepomično na vrhovima planina, bez obzira što je tamo dosta jak vetar (1).

Dejstvo toplog i suvog fena može biti štetno po živi svet. Jer, pri brzom porastu temperature vazduha na zavetrenoj strani planine može doći zimi do naglog

topljenja snega i izlivanja planinskih reka. Zatim, suv i topao vetar može štetno uticati kako na razvitak biljaka tako i na nervni sistem ljudi.

Mada je fen lokalni vetar njegov postanak je moguć samo pri određenim vremenskim situacijama u susednim oblastima, kao npr. postojanje anticiklona sa jedne strane planine i depresije sa druge strane. Ovo omogućava da se u mnogim slučajevima ranije predvidi nastanak vetra fena.

Poznati vetar fen obrazuje se između Italije i južne Nemačke preko Švajcarske. On ima pravac od juga prema severu. Nastaje kada je nad severnom Italijom visok vazdušni pritisak a nad Nemačkom (Bavarskom) nizak vazdušni pritisak. Pri duvanju ovog vetra topao i vlažan vazduh penje se uz južne padine Alpa i adijabatski se hladi do temperature rosne tačke, vodena para se kondenzuje i stvaraju se oblaci iz kojih se izlučuju padavine na južnim padinama. Vazduh se ka Bavarskoj spušta i adijabatski zagreva, a oblaci iščezavaju, te stoga u Bavarskoj tada vlada vedro vreme. Usled zagrevanja vazduha pri njegovom spuštanju može u zimsko doba nastupiti naglo topljenje snega u Bavarskoj, te se zato ovaj vetar naziva još i snegožder. Topljenje snega u Bavarskoj karakteristično je za našu zemlju, jer onda dolazi do porasta vode u Dunavu, o čemu kod nas mora da se vodi računa.

Fenskih vetrova ima i u našoj zemlji u planinskim predelima, a takođe i u drugim krajevima sveta, gde postoji prebacivanje vazdušnih struja preko planinskih masiva.

2. Bura — Bura je slapovit i jak vetar duž istočne obale Jadranskog mora. Pravac bure je od kopna prema moru i to normalno na obalu, tj. od severoistoka prema jugozapadu. Ona duva duž cele obale Jadranskog mora od Trsta do Albanije, ali se češće javlja i ima veću jačinu u severnom delu našeg Primorja nego u južnom. Bura je više zimski vetar, suv i hladan, koji na Primorju podržava suvo i vedro vreme. Pri duvanju bure, vazduh u stvari pada sa planinskih masiva prema moru, i mada tu postoji adijabatsko zagrevanje, bura obično donosi zahlađenje na morskoj obali. Ovo dolazi usled toga što se vazduh spušta sa visokih i hladnih planinskih vrhova, koji su zimi često i pod snegom. Sem toga, površina mora je preko zime prilično topla, te se vazduh pri svome spuštanju i adijabatskom zagrevanju ne zagreje do one temperature koju ima vazduh neposredno iznad mora. Ipak bura ima osobine padajućeg fena.

Bura nastaje kada je nizak vazdušni pritisak nad Jadranskim morem a visok nad Jugoslavijom, naročito nad Panonskom nizijom. Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska je tada uperen od kopna prema moru i zato bura ima pravac od kopna prema moru. Ona počinje isključivo od planinskih lanaca u Primorju, a iščezava na pučini. Najjača je tamo gde su planinski prevoji otvoreni prema moru, na primer oko Trsta, Rijeke, Senja, itd.

Prosečna brzina bure je oko 30 m/s, a pri pojedinim udarima brzina može biti i do 50 m/s.

3. Košava — Košava je slapovit i dosta jak vetar u severoistočnom delu Jugoslavije. Ona duva dolinom Dunava od Golupca do Vukovara, ali je ima u Srbiji, a takođe i u Vojvodini. Košava se u Srbiji javlja sve do Dimitrovgrada, Niša, Kruševca, Kraljeva, zatim u Pomoravlju i Šumadiji, dok je oko Kolubare i u Mačvi slabija. Ona duva preko cele Vojvodine, ali je najjača u južnom Banatu, dok je u Bačkoj i u Sremu slabija. Ipak njeno se dejstvo oseća sve do Vinkovaca i Osijeka.

Raspodela košavskog vetra u Srbiji za vreme od 25. do 29. marta 1957. godine prikazana je na slici 73. Tih 5 dana u Srbiji je duvala jaka košava bez prestanka (51).

Kao što se iz slike 73. vidi, pravac iz koga duva košava je donekle različit u raznim mestima. Ovo nastaje usled toga što se hladne vazdušne mase košavskog



Slika 73. Rezultante pravca košavskog vetra i srednja brzina verta u m/s u Srbiji i Vojvodini u vremenu od 25. do 29. marta 1957. godine.

vetra teško prebacuju preko planinskih masiva, i zato najvećim delom struje kroz rečne doline, planinske klance i klisure. Iz tih razloga košava u svakom mestu ima donekle izvesno skretanje koje zavisi od reljefa zemljišta. Prema dugogodišnjim podacima, a to se vidi i na slici 73, pravae košave je: u Nišu istok-severoistok, u ostalim delovima Srbije istok-jugoistok do jugoistoka, u južnom delu Banata jug-jugoistok, a u Bačkoj i Sremu njen pravac je pretežno iz jugoistoka.

Srednja brzina košave je od 5 do 10 m/s, ali pri pojedinim udarima njena brzina može biti i preko 30 m/s. Makismalne brzine košave na dan 25. III 1957. godine bile su (51): u Vršcu 37,3 m/s, u Beogradu na Zelenom Brdu 33,1 m/s, u Beogradu kod Meteorološke opservatorije kod Karađorđevog parka 31,0 m/s i u Novom Sadu na Petrovaradinskoj tvrđavi 29,6 m/s.

Košava je najjača dolinom Dunava između Velikog Gradišta i Novog Sada, a idući dalje prema zapadu, u pravcu ove linije, njena se brzina smanjuje. Isto tako brzina košave se smanjuje i prema jugu, a takođe i prema severu od navedenog područja, ali u Banatu (naročito južnom delu) njena brzina može biti veoma velika kao i pored samog Dunava. Ovo se uglavnom vidi i na slici 73.

Košava se najčešće javlja u toku jeseni, zatim preko zime i u toku proleća, a retko leti. Ona je dosta suv vetar, podržava pretežno suvo i vedro vreme i ima dosta uticaja na isparavanje vode sa zemljine površine, vegetacije i vodene površine. U tablici 20. prikazane su vrednosti relativne vlažnosti u Beogradu za vreme duvanja košavskog vetra i za isti period bez obzira na pravac vetra (52).

Tablica 20. *Srednje mesečne vrednosti relativne vlažnosti vazduha uopšte* (U_1) *i srednje mesečne vrednosti relativne vlažnosti pri duvanju košavskog vetra* (U_2) *u Beogradu za period 1927—1958. god.*

Meseci	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
U_1	81	77	67	63	65	65	61	62	63	73	79	83%
U_2	72	70	64	58	60	57	52	49	56	68	75	77%
Razlika	9	7	3	5	5	8	9	13	7	5	4	6

Kao što se iz tablice 20. vidi, razlika je najveća u avgustu a najmanja u martu.

Košava duva kada je visok vazdušni pritisak iznad Ukrajine i Besarabije, a nizak nad zapadnim delom Sredozemnog mora i Jadranom. Izobare se, pri takvoj raspodeli vazdušnog pritiska, pružaju preko Jugoslavije od severozapada na jugoistok ili od severa na jug, a horizontalni gradijent vazdušnog pritiska je upravljen od severoistoka na jugozapad. Takav pravac i smer gradijenta uslovljavaju strujanje vazdušnih masa iz jugoistočnog kvadranta preko severoistočnog dela Jugoslavije. Hladan vazduh koji struji od Ukrajine i Besarabije prema zapadu na svome putu nailazi na Karpatski planinski masiv i, pošto je hladan vazduh dosta težak, to se on ne može prebaciti preko planinskih lanaca. U izvesnim količinama ovaj se vazduh probija kroz razne planinske prevoje i klance, a najvećim delom se spušta u dolinu Dunava i prodire kroz Đerdapsku klisuru. Na taj način se kroz tesnac Đerdapa probijaju velike količine vazdušnih masa, koje pri izlasku iz njega obrazuju jak olujni i slapovit vetar, iz jugoistočnog kvadranta. To je slična situacija koja je prikazana na slici 64.

Sem kroz Đerdapsku klisuru, jedan deo vazdušnih struja probija se uz Timok, zatim uz Crnu reku, gde se prebacuje dalje prema zapadu.

Horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska za vreme duvanja košave su veoma veliki preko planinskih masiva Karpata i planina u istočnoj Srbiji, dok su znatno manji u ravnici Panonske nizije a još manji u Vlaškoj niziji sa istočne strane Karpata. To znači da gradijenti vazdušnog pritiska opadaju od Karpatskog planinskog luka i planina istočne Srbije kako prema zapadu preko Jugoslavije, tako i prema istoku preko Vlaške nizije. Ovo nastaje usled nagomilavanja hladnih vazdušnih masa na istočnim padinama pomenutih planina, usled čega dolazi do probijanja istih kroz planinske prevoje i rečne doline (53).

Košava je poznata i po živom pesku koji je nekada nosila po južnom Banatu. Još i danas ima mesta oko Golupca, Velikog Gradišta, a naročito u Banatskoj peščari, gde košava nosi pesak. Jaka košava duvala je 1896. godine između 25. i 26. februara. Tada je preko Banata nosila velike količine peska iz Deliblatske peščare i zasula celu okolinu. Železnička pruga između Vršca i Kovina bila je zatrpana 3 metra visokim slojem peska. Tada je izbacila iz koloseka putnički voz blizu Kragujevca. Isto tako jaka košava duvala je 25. marta 1957. godine. Ona je tada nosila živi pesak iz okoline Rama i prebacila ga preko Dunava na Banatsku stranu čak do blizu Bele Crkve, odnosno Deliblatske peščare. Tu je na nekim mestima zasula put Bela Crkva—Deliblato u visini od oko 3 metra (51).

Ne postoji neki određen period koliko će dana košava duvati. Ipak košava retko kada duva samo jedan dan. Ona obično traje 2 do 3 dana, ali je često trajala i znatno duže. Ovde će se navesti neki duži peirodi duvanja košave:

1934. godine od 7. do 30. decembra (24 dana),
1935. godine od 1. do 24. novembra (23 dana),
1951. godine od 7. oktobra do 2. novembra (27 dana),
1953. godine od 11. oktobra do 10. novembra (31 dan).

19. LOKALNI VETROVI

Lokalni vetrovi na pojedinim mestima ili predelima imaju približno isti pravac i istu brzinu, a podržavaju i iste vremenske prilike. Poznati vetrovi u našoj zemlji su: košava, bura, jugo ili široko, maestral, burin i vardarac. Pošto su košava i bura prikazani u prethodnom članu kao slapoviti vetrovi, to će se ovde izneti samo o ostalim vetrovima.

1. Jugo ili široko. — To je topao vetar iz južnog kvadranta koji duva iz Afrike preko središnog dela Sredozemnog mora, pa zatim preko Italije i Dalmacije. Jugo je vlažan vetar, koji na istočnoj obali Jadrana donosi veliku oblačnost i padavine.

Ovaj se vetar obrazuje kada je visok vazdušni pritisak nad severnom Afrikom a nizak nad severnim delom Sredozemnog mora. Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska uperen je od Afrike preko Sredozemnog mora ka obali Jadrana. Vazduh iz Afrike polazi kao suv i nosi sobom prašinu i pesak koje veje po Siciliji i južnoj Italiji, a ponekad i Jugoslaviji (npr. 13. III 1931). Prelaskom preko Sredozemnog mora prvobitno suvi i topli afrički vazduh upija vodenu paru i nosi je sobom. Kada tako vlažan vazduh dođe na našu obalu Jadrana, koja je brdovita, on je primoran da se uzdiže uvis, gde se adijabatski hladi usled čega dolazi do stvaranja oblaka i padavina.

Vetar jugo je dosta jak ali nije olujan. U Primorju i na otocima je mnogo jači nego u Zagorju. On diže dosta visoke talase, osobito na otvorenom moru, a u kanalima između ostrva stvara morske struje. Pri duvanju juga u južnom i jugoistočnom delu Jadrana može biti i izvesnih vedrina, dok međutim, severni i severozapadni delovi Jadrana imaju kompaktniju naoblačenost. Pri duvanju juga kiša pada u kratkim prolaznim pljuskovima.

Jugo često duva zimi, i to po više dana a pri tome ne menja svoj smer. U toku leta jugo duva dosta retko, a kada duva on je kratkotrajan.

2. Maestral (maištral) i burin. — Maestral je lokalni vetar na istočnoj obali Jadrana. To je, u stvari, vetar s mora (v. čl. 77) i duva u toku leta kada su dani topli i vedri. Počinje da duva oko 10 časova a prestaje po zalasku sunca. Najveća jačina maestrala je u popodnevnim časovima, kada se kopno Dalmacije jako zagreje. Pravac maestrala, zbog konfiguracije obale i ostrva, je dosta različit u raznim mestima, uglavnom pravac mu se menja od severo-severozapada do jugozapada.

Suprotno maestralu, na našoj obali Jadranskog mora, duva preko noći vetar s kopna, koji ima pravac od severoistoka. Ovaj vetar se naziva burin. Burin, kao i svaki vetar s kopna, ima manju jačinu od maestrala.

3. Vardarac. — Vardarac je vetar koji duva od Šar-planine i Skopske Crne Gore dolinom Vardara prema Egejskom moru. Ovaj vetar duva kada je visok vazdušni pritisak nad Jugoslavijom, a nizak nad Egejskim morem. Vardarac je prilično slapovit; to su pokrenute vazdušne mase sa planinskih visoravni, koje se spuštaju u dolinu Vardara i obrazuju vetar vardarac. Ovaj vetar je obično zimski, suv je i prilično hladan. On podržava vedro vreme. Njegova brzina ne prelazi 15 m/s.

X

ATMOSFERSKI POREMEĆAJI

80. VAZDUŠNE MASE I NJIHOVE OSOBINE

U cilju potpunijeg proučavanja vremenskog stanja, a naročito radi određivanja prognoze nastupajućeg vremena, potrebno je proučavanje širokih vazdušnih masa, ili talasa, na celom njihovom prostranstvu, kako u horizontalnom tako i u vertikalnom pravcu. Pri proučavanju vazdušnih masa potrebno je da se utvrdi geografsko poreklo izvesne vazdušne mase, njen dotadašnji tok, fizička i dinamička svojstva i međusobni odnosi sa drugim susednim masama.

Ako vazduh duže vremena miruje ili se sporo kreće iznad neke oblasti, on dobija izvesne fizičke osobine te oblasti (u pogledu temperature, vlage, itd.). Stacioniranje vazduha o kome je ovde reč, prema nekim autorima (34) iznosi 8—14 dana. Ovo se događa kada iznad neke oblasti stacionira stabilan anticiklon u kome su slabi vetrovi i vedro vreme. Prema tome, prostorni i stabilni anticikloni su oblasti gde se formiraju vazdušne mase. Takvi se anticikloni najčešće obrazuju na suptropskim širinama (25—40° g.š.) iznad okeana. Stabilni anticikloni obrazuju se takođe i na umerenim i višim geografskim širinama i to zimi iznad veoma rashlađenih delova zemljine površine (31).

Vazdušne mase dobijaju različite fizičke osobine, zbog nejednakog priliva sunčeve zračne energije na raznim geografskim širinama, i zbog različitog zagrevanja i hlađenja okeana i kontinenata. Na taj način se formiraju vazdušne mase istih fizičkih osobina iznad velikih prostranstava u troposferi. Ovako formirane vazdušne mase premeštaju se iz jednog predela u drugi, kao delovi opšte atmosferske cirkulacije. Prema tome, svaka osnovna struja prenosi vazdušne mase određenog porekla i osobina.

Predeo iznad koga se neka vazdušna masa formirala, odnosno iznad koga je dobila izvesne fizičke osobine, naziva se izvorišna oblast za tu dotičnu vazdušnu masu. Izvorišna oblast mora biti prostrana, a njena fizička priroda i temperatura iznad zemljine površine moraju biti približno iste u celoj oblasti. Takvi su uslovi ispunjeni na tropskim morima, ili u pustinjskim krajevima, ili u predelima koji su stalno pod snegom i ledom, kao što su polarne oblasti. Umerene geografske širine, zbog svoje raznolikosti terena i naglih temperaturnih promena, sa promenom geografske širine, ne mogu se smatrati kao stvarne izvorišne oblasti, gde se mogu formirati jednolike vazdušne mase.

Tri osnovna tipa izvorišnih oblasti su: voda, kopno, led ili sneg. Svaka od ovih podloga ima osobena dejstva na vazduh iznad njih. Tako, npr., ako se jedan

anticiklon u toku zime duže vremena nalazi iznad Atlantskog okeana u predelu Azorskih ostrva a drugi iznad kontinetna Evrazije, to će vazduh u prvom anticiklonu dobiti od podloge sasvim drugačije osobine nego u drugom anticiklonu. U prvom anticiklonu će se formirati masa morskog tropskog vazduha sa visokom temperaturom (karakterističnom za datu geografsku širinu u to doba godine), sa većom sadržinom vodene pare i većom količinom prašine usled blizine Sahare. U drugom anticiklonu formiraće se masa kontinentalno polarnog vazduha, odnosno vazduha umerenih geografskih širina, koji je hladan i proziran.

Horizontalna rasprostranjenost jednolike vazdušne mase može iznositi od 2 do 10 miliona km² (34), dok njena vertikalna rasprostranjenost iznosi samo desetinu kilometara, tj. u najviše slučajeva, do tropopauze (54). U oblasti jedne iste vazdušne mase meteorološki elementi se menjaju sporo i njihovi horizontalni gradijenti su mali. Ti gradijenti se brzo povećavaju na granicama gde se dodiruju dve vazdušne mase sa različitim fizičkim osobinama.

Ako je neka vazdušna masa primorana da napusti svoju izvorišnu oblast i krene u nekom pravcu, svi njeni delovi izlažu se tada dosta sličnim spoljnim uticijima, koji menjaju njene osobine. Prema tome, fizičke osobine neke vazdušne mase određuju se, prvo njenim poreklom, tj. geografskim položajem izvorišne oblasti, i drugo, njenom biografijom, tj. putem kojim je ona prešla iz mesta svoga postanka do mesta gde se dotična vazdušna masa posmatra. S obzirom na velike dimenzije vazdušnih masa, ne može se očekivati da će na celom putu delovati isti uticaji na celokupnu vazdušnu masu. Ipak osobine jedne iste vazdušne mase, tj. veličine njenih meteoroloških elemenata, menjaće se pri kretanju iste polako i neprekidno, ali na različite načine u raznim slučajevima.

81. KLASIFIKACIJA VAZDUŠNIH MASA

Vazdušne mase mogu se podeliti na dva načina: i to prema njihovom toplotnom stanju i prema geografskom položaju izvorišne oblasti. Prema tome, može se reći da postoje dve klasifikacije: termička i geografska (54).

Termička klasifikacija. — Prema termičkoj klasifikaciji vazdušne mase se dele na tople i hladne vazdušne mase.

Topla vazdušna masa je ona koja se kreće iznad hladnije podloge, tj. čija je temperatura viša od temperature podloge iznad koje se dotična vazdušna masa kreće. Dolazak tople vazdušne mase u neki predeo obično izaziva otopljavanje, ali se sama vazdušna masa pri tome rashladi. Rashlađenje obuhvati samo niži sloj vazduha, usled čega se obrazuju inverzije temperature, koje su u nekim slučajevima neposredno iznad zemljine površine, no češće na visini oko 400 do 600 metara. Usled toga u toplom vazduhu se uspostavi stabilno ravnotežno stanje. Ako je topli vazduh dovoljno vlažan, onda se pri njegovom hlađenju pri zemljinoj površini stvaraju advektivne magle (ako je inverzija pri zemlji) ili niski slojeviti oblaci (ako je inverzija na nekoj visini). Nekada se iz ovih oblaka, a takođe i iz magle izlučuju sipeće padavine, odnosno izmaglica. U toku leta, ako je topli vazduh suv, onda je vreme pretežno vedro.

Hladna vazdušna masa je ona koja se kreće iznad toplije podloge. Dolazak hladne vazdušne mase u neki predeo izaziva zahlađenje, ali se sam vazduh pri tome dosta brzo zagreva. Pošto se niži sloj vazduha pri zemlji zagreva brže nego vazduh na većoj visini, to se usled toga uveća vertikalni termički gradijent i atmosfera postane nestabilna. U takvoj atmosferi obrazuju se konvektivne i turbulentne vazdušne struje, koje prenose toplotu i vlagu od zemlje prema visini. Pri konvektivnim strujanjima se obrazuju gomilasti oblaci iz kojih se izlučuju pljuskovite padavine.

Sve ove pojave u hladnoj vazdušnoj masi se obično događaju najčešće iznad kopna u toku dana, a iznad mora i velikih jezera u toku noći.

Magle u hladnoj vazdušnoj masi su retke. Mogu se samo mestimično u jutarnjim časovima obrazovati radijacione magle koje brzo iščezavaju pri izlasku sunca.

Geografska klasifikacija. — Prema geografskom položaju izvorišnih oblasti, vazdušne mase mogu se podeliti na četiri zonalne vrste, i to:

AV — arktički vazduh, poreklom iz polarnih predela.
PV — polarni vazduh, poreklom sa visokih geografskih širina, ali ne iz samih polarnih krajeva. Neki autori nazivaju ovaj vazduh umereni vazduh, zato što se formira na umerenim širinama, i obeležavaju ga skraćenicom mUV (49. i 54).
TV — tropski odnosno suptropski vazduh, poreklom iz supstropskih predela.
EV — ekvatorski vazduh, poreklom iz oblasti ekvatora.

Napred navedene četiri vrste vazdušnih masa dele se dalje svaka na po dve podvrste, i to: maritimne i kontinentalne, prema tome, da li su poreklom sa morskih ili kopnenih površina, ili su se, pri svome sporom kretanju, duže vremena zadržale iznad morskih, odnosno kontinentalnih površina.

Kada se i ovo uzme u obzir, onda se vazdušne mase mogu podeliti na sledeći način:

mAV — maritimni arktički vazduh;
kAV — kontinentalni arktički vazduh;
mPV — maritimni polarni vazduh;
kPV — kontinentalni polarni vazduh;
mTV — maritimni tropski vazduh;
kTV — kontinentalni tropski vazduh.

Podela na maritimni i kontinentalni vazduh se ne odnosi na ekvatorski vazduh, pošto su uslovi temperature i vlažnosti vazduha u blizini ekvatora skoro isti, kako iznad okeana tako i iznad kontinenata (54).

Svojstvene osobine svake vazdušne mase su njena apsolutna vlaga i relativna vlažnost i njena temperatura. Pošto vazdušne mase dobijaju svoje osobine najvećim delom od podloge, to se promene u vazdušnim masama događaju od dole.

Vazdušne mase koje dolaze u Evropu i u naše krajeve imaju znatne razlike, prema tome da li su maritimne ili kontinentalne. Klasifikacija ovih vazdušnih masa i njihove glavne fizičke osobine mogu se ovako predstaviti:

1. Maritimni arktički vazduh (mAV). — Ovaj vazduh ima svoju izvorišnu oblast u predelu Grenlanda i Špicberga. On ima nisku temperaturu, malu apsolutnu vlagu, a relativna vlažnost mu je velika zbog niske temperature. Maritimne osobine dobije kada miruje ili se sporo kreće iznad nekog predela gde vodene mase nisu zamrznute. To je stabilan vazduh u kome je dobra vidljivost, ako u njemu nema magle. Ovaj vazduh dolazi u Evropu preko Norveškog mora i Skandinavije, ali se pri tome njegovi niži slojevi zagrevaju i ovlaže, te postane nestabilan. Usled toga se u njemu obrazuju konvektivne struje i konvektivna oblačnost, koja zimi iščezne pri dužem zadržavanju toga vazduha iznad hladnog kontinenta.

2. Kontinentalni arktički vazduh (kAV). — Kontinentalni arktički vazduh ima svoju izvorišnu oblast u predelu Barencovog mora i Karskog mora kao i u severnim delovima SSSR-a. Iako se ovaj vazduh formira iznad mora, on ima kontinentalne osobine, jer su ta mora pod ledom i snegom. I ove vazdušne mase su hladne, suve i stabilne, ali dok se prošire do Srednje Evrope one donekle izgube svoju prvobitnu hladnoću, usled znatnog odstojanja od svoje izvorišne oblasti. Ipak zimi, pri kretanju preko kontinenata, one ostaju stabilne i imaju malu relativnu vlažnost. Zbog male relativne vlažnosti, u ovom vazduhu se ne stvaraju magle u toku zime, ali u proleće i osobito u jesen, kada se ovaj vazduh stabilizira iznad kontinenta, u njemu se obrazuju radijacione magle.

3. Maritimni polarni vazduh (mPV). — Ovaj se vazduh formira na visokim geografskim širinama — oko 50° severne geografske širine na Atlantskom okeanu u toku leta, ili u Kanadi zimi, gde u ovo doba godine vladaju stacionarni anticikloni. Ove vazdušne mase se zimi stvarno formiraju na kontinentalnim oblastima, ali kako se pri svome kretanju ka Evropi duže zadržavaju iznad Atlantskog okeana, one dobijaju maritimna svojstva. U Evropu ovaj vazduh dolazi između Islanda i Velike Britanije, i preko Srednje Evrope struji u vidu zapadnih i severozapadnih vetrova. Pošto ovaj vazduh prelazi preko tople Golfske struje, on postaje veoma vlažan i zagreva se u nižim slojevima, što u toku zime izaziva izrazitu labilnost sa gomilastim oblacima. Usled toga se u zapadnoj Evropi, osobito u severozapadnom delu, gde preovlađuje mPV, često zimi javljaju pljuskovite padavine. Pri upadu mPV u Srednju Evropu, zimi se primećuje povišenje temperature u prizemlju, tj. ublažavanje oštrog mraza, ali na visini temperatura opada. Sveži maritimni polarni vazduh donosi sneg na srednjoevropskim planinama, čija je nadmorska visina oko 500 metara. U toplijem godišnjem dobu ovaj vazduh pri svome dolasku u Srednju Evropu, izaziva često hladno, nestalno i kišovito vreme, gde ponekad dolaze do izražaja i lokalni vremenski uticaji. U prelaznim godišnjim dobima, a naročito u proleće, ovaj vazduh prouzrokuje promenljivo vreme, tj. dosta brzu smenu između pljuskova kiše i sijanja sunca.

Vidljivost u ovoj vazdušnoj masi je uopšte dobra i iznosi 20 do 50 km. U zapadnom delu Evrope mPV uslovljava preko cele godine maritimnu klimu.

Ponekada mPV dolazi u Evropu kao stabilna vazdušna masa. To se događa kada se ona duže zadržava iznad Atlantskog okeana, naročito pri kretanju daleko na jug, i onda tek pređe u Evropu. Prelaskom u Evropu, ova vazdušna masa skreće prema severu, usled čega se u njoj povećava stabilnost. Takav maritimni polarni vazduh naziva se povratni mPV i njegove fizičke osobine približavaju se maritimno tropskóm vazduhu (mTV).

4. Kontinentalni polarni vazduh (kPV). — Ovaj vazduh ima svoju izvorišnu oblast u severnim krajevima Evrope, Skandinavije, Finske i evropskog dela SSSR-a. Ovaj se vazduh najčešće formira u kontinentalnim anticiklonima. To je slučaj zimi, kada se anticiklon nalazi iznad Sibira, i kada njegovi ogranci zahvataju celokupan deo SSSR-a, a takođe i Srednju Evropu. Isto tako se i nad Fenoskandinavijom zimi često nalazi anticiklon u kome se vazduh formira. Osobine kPV se veoma menjaju od zime ka letu. U toku zime ovaj vazduh se ne razlikuje mnogo od kontinentalnog arktičkog vazduha (kAV), a u toku leta se ne razlikuje od kontinentalnog tropskog vazduha (kTV), naročito u svojim prizemnim slojevima. Zimi se kPV odlikuje veoma niskim temperaturama u prizemnim slojevima gde se obrazuju jake prizemne inverzije. Apsolutna vlaga ovoga vazduha je mala a relativna vlažnost je velika. U dubini kontinenta mogu se obrazovati magle i slabo padanje snega. Preko dana se obrazuju kumulusi i slojeviti oblaci srednjih

visina. Ipak postoji opšta naklonost ka brzom razvedravanju, koja se naročito jako ispoljava noću. Vidljivost je u ovoj vazdušnoj masi umerena i to od 10 do 20 km, jer je vazduh malo zamućen zbog sumaglice na inverzionim slojevima i zbog povremenih primesa prašine, koje se uvek nalaze u kontinentalnom vazduhu.

5. Maritimni tropski vazduh (mTV). — Vazduh ove vrste ima izvorišnu oblast u suprtopskom delu Atlantskog okeana kod Azorskih ostrva, gde stalno vlada visok vazdušni pritisak. Ovaj se vazduh često formira i u oblasti Sredozemnog mora. Maritimni tropski vazduh od Azora kreće se preko Atlantskog okeana i dolazi u Evropu sa jugozapada ili zapada. On se odlikuje visokom temperaturom, a u isto vreme i stabilnošću. U predelu formiranja mTV je malo stabilan, ali pri kretanju ka severu njegova stabilnost raste. U njemu se zimi javljaju magle, slojeviti oblaci i sipeća kiša. U slučaju kada se ovaj vazduh formira iznad Sredozemnog mora pa se proširi u Srednju Evropu, slojeviti oblaci i magle tada iščezavaju pod dejstvom fenskog strujanja. Vidljivost je u ovom vazduhu umanjena.

6. Kontinentalni tropski vazduh (kTV). — Ovaj vazduh ima uglavnom izvorišnu oblast u suptropskim pustinjama Severne Afrike i Arabije, a u letnje doba i u južnom delu umerenog pojasa, tj. u Maloj Aziji i nad južnim delom Balkanskog poluostrva. Ove su vazdušne mase suve i tople, i sadrže mnoge deliće prašine iz pustinja koje se nalaze u Severnoj Africi. Kontinentalni tropski vazduh struji u naše krajeve sa juga ili jugoistoka. Ovo strujanje ima često padajući karakter, usled čega preovlađuje vedro vreme.

Naši krajevi obično se nalaze na udaru dvojakih vazdušnih masa: polarnih i tropskih, kako maritimnih tako i kontinentalnih. Ekvatorske vazdušne mase dolaze u Srednju Evropu samo u retkim slučajevima na visini i to kao antipasatski vetrovi. U prizemnim slojevima vazduha ekvatorske vazdušne mase ne dolaze u naše krajeve.

82. METEOROLOŠKA SINOPTIČKA KARTA I NJENA PRIMENA

Meteorološka sinoptička karta je geografska karta izvesnog predela, države, kontinenta, pa čak i cele zemljine polulopte. Na takvoj karti ucrtan je samo reljef i hidrografija dotičnog dela zemljine površine. Sem toga, u karti su malim kružićima označena sva mesta u kojima postoje glavne meteorološke stanice. U takve se karte unose brojevima i raznim simbolima istovremeni podaci meteoroloških elemenata i pojava sa svih meteoroloških stanica, koje se nalaze u dotičnoj karti. U te stanice spadaju, kako one na kopnu tako i brodovi svetionici, kule svetilje i brodovi. Meteorološke stanice na kopnu, brodovi svetionici i kule svetilje su nepromenljivog položaja i postavljene su u svim krajevima sveta. Stanice na brodovima većinom su ograničene na redovne prekookeanske i trgovačke linije. Njihov broj se menja od dana do dana, a takođe se menja i njihov lokalitet.

Pored meteoroloških stanica koje vrše osmatranja na zemljinoj površini (kopnene stanice, stanice na brodovima itd.) postoje i radiosondažne stanice koje pomoću specijalnih radio-sondi i radara vrše merenja u slobodnoj atmosferi (temperatura, vlažnost, pritisak i vetar) do visine iznad 40 km. Ovi podaci se takođe nanose na sinoptičke karte. Kao standardne visine za ove podatke uzimaju se nivoi 1000, 850, 700, 500, 300 i 100 mb. Međutim, u novije

vreme sve više se koriste meteorološke karte na kojima su umesto podataka sa meteoroloških stanica unete slike-fotografije oblačenih sistema koje su dobijene sa meteoroloških satelita.

Na osnovu analize svih meteoroloških karata određuje se prognoza vremena za izvestan vremenski period: nekoliko časova, jedan, dva tri i više dana unapred. Posle Drugog svetskog rata, usled naglog razvoja elektronike, a naročito računskih mašina, za prognozu vremena koriste se u mnogim zemljama, a takođe i kod nas razni numerički-računski modeli: Prognostičke karte izrađene numeričkim modelma daju zadovoljavajuće rezultate samo za kraći vremenski period (1 do 3 dana). Očekuje se, da će ubuduće numerički modeli 'imati presudan značaj za produžetak perioda vremena za koji se daje prognoza. Međutim, još uvek je dosta daleko od zamenjivanja iskustva i znanja prognostičara sa računarima. Prema tome, ovo predstavlja problem integracije novih saznanja »numeričkog prognoziranja« i druge nove tehnologije sa postojećim metodima prognoze.

Potrebe za dugoročnom prognozom su iz dana u dan sve veće i na ovom polju se ulažu ogromni napori. Međutim većina zemalja, uključujući i našu, za praktične svrhe uglavnom izdaje prognozu vremena najduže za mesec dana. Ove prognoze baziraju na raznim statističkim metodima i metodima analogije.

Da bi se vremensko stanje u određenom trenutku moglo jasno pregledati i da bi se pomoću njega mogli izvući zaključci o promenama koje će nastupiti, potrebno je da se uzme u obzir veći deo zemljine površine. Za prognozu vremena u Srednjoj Evropi uzima se trapez sa približnim granicama od 75 do 30° severne širine, i od 30° zapadne dužine do 50° istočne dužine od Grinviča. Drugm rečima, uzima se veći deo Atlantskog okeana, deo Severnog ledenog mora, celo kopno Evrope, izvestan deo severne Afrike, Male Azije i na istok sve do Urala i Kaspijskog mora.

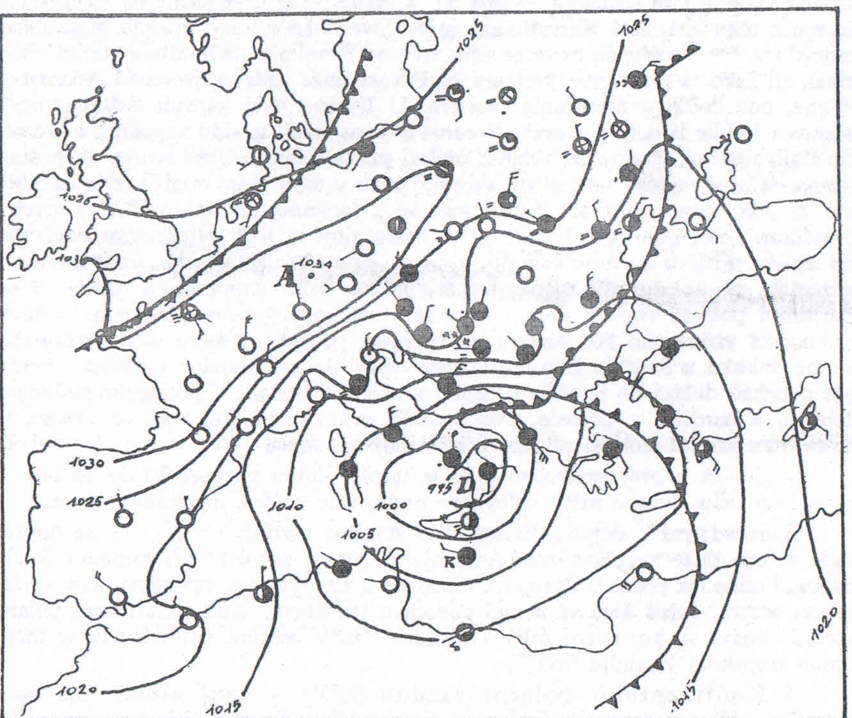
Sinoptičke karte dele se na: osnovne ili kompleksne i pomoćne. U osnovne karte unosi se jednovremeno više meteoroloških elemenata ili pojava kao: vazdušni pritisak, temperatura vazduha, vlažnost vazduha, oblačnost, pravac i brzina vetra, vrsta oblaka, stanje vremena u času osmatranja itd. U pomoćne karte unose se pojedini meteorološki elementi, a najčešće njihove varijacije za izvestan protekli period vremena, kao npr. promena.vazdušnog pritiska, promena temperature vazduha, i tome slično. Pomoćne karte obuhvataju obično istu površinu kao i osnovne.

Međunarodna razmena meteoroloških podataka za potrebe prognoze vremena vrši se u šifrovanom obliku obično u 7 grupa po 5 cifara. U ovih 35 cifara sadrži se celokupno vremensko stanje na dotičnoj meteorološkoj stanici u određenom času dana. Ove cifre obuhvataju, kako brojne vrednosti meteoroloških elemenata tako i karakteristike meteoroloških pojava.

Razmena šifrovanih meteoroloških podataka vrši se preko telekomunikacionih centara. Ovi centri, prema svojoj funkciji i nameni, dele se na: nacionalne, regionalne i svetske. Navedeni centri su po pravilu vezani fizičkim linijama (tt linije), koje omogućavaju brzu razmenu podataka u svim pravcima (nacionalni-regionalni-svetski-regionalni-nacionalni). Svetski i regionalni centri, kao i većina nacionalnih centara raspolažu veoma savremenim računarima, koji vrše automatsku selekciju podataka i tako obezbeđuju da svaki centar dobije podatke za koje je zainteresovan, kao i da isti stignu u najkraćem vremenu. Osmotreni podaci sa meteoroloških stanica najpre se dostavljaju nacionalnom centru, zatim ovaj šalje regionalnom, a regionalni šalje svetskom centru, koji se brine za dalju raspodelu podataka prema potrebi raznih centara.

Meteorološke stanice, kako na morskim obalama tako i na brodovima, unose u izveštaj, pored ostalog i podatke o ustalasanosti morske površine, temperaturi morske vode i dr.

Kada su u sinoptičkoj karti uneseni svi potrebni podaci, tada se linijama (izobarama) povežu sva mesta sa istim vazdušnim pritiskom, u razmacima od po 5 milibara. Na taj način se dobije pregled gde se nalaze anticikloni a gde depresije, odnosno cikloni, itd. Posle toga se ucrtavaju vazdušni frontovi (vidi čl. 84) i drugi pomoćni znaci koji služe za analizu sinoptičke karte. Jedna takva karta prikazana je na slici 74.

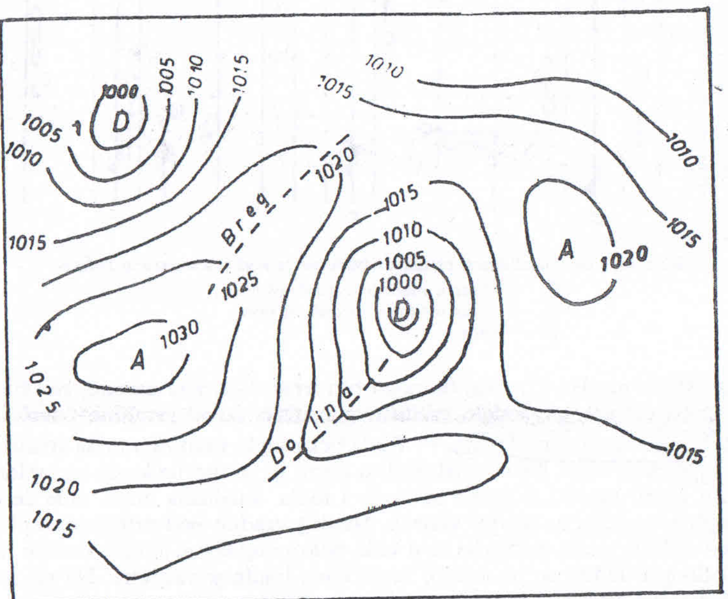


Slika 74. Sinoptička karta.

Na osnovu upoređenja sinoptičkih karata za ranije časove osmatranja određuje se pravac i brzina kretanja depresija, odnosno ciklona i anticiklona, pomeranje vazdušnih frontova, a u vezi sa pomeranjem frontova i pomeranje oblačnih i kišnih zona, ili zona sa vedrim vremenom, itd. Na osnovu ovih pomeranja predvida se da li će izvesna oblast (za koju se daje prognoza vremena) doći pod uticaj depresije ili anticiklona, da li će iznad nje preći vazdušni frontovi i kakvo će vreme usloviti njihov prelazak. Prognoza vremena se izdaje na osnovu takve detaljne analize podataka u meteorološkoj sinoptičkoj karti.

83. VAZDUŠNA DEPRESIJA (CIKLON) I ANTICIKLON

Na sinoptičkim kartama najčešće se ističu dva glavna izobarska tipa, i to: predeo niskog vazdušnog pritiska i predeo visokog vazdušnog pritiska. Predeo niskog vazdušnog pritiska naziva se depresija ili ciklon, a predeo visokog vazdušnog pritiska naziva se anticiklon. Sem depresije i anticiklona na kartama se mogu još videti greben vazdušnog pritiska i dolina (uvala) vazdušnog pritiska. Navedeni oblici izobara predsavljeni su na slici 75. U daljem izlaganju biće reči samo o depresiji i anticiklonu.



Slika 75. Izobare na morskoj površini (u milibarama), prema S. P. Hromovu (29): D – depresija A – anticiklon.

a. Depresija ili ciklon. — Vazdušnom depresijom ili ciklonom naziva se predeo gde je vazdušni pritisak niži od 1013 mb. To je, u stvari, vazdušna depresija, kod koje je u središtu vazdušni pritisak najniži a prema periferiji se pritisak povećava. Raspodela vazdušnog pritiska u depresiji je dosta pravilna, a izobare su obično zatvorene krive linije koje imaju okruglast ili eliptični oblik. Strujanje vazduha je od periferije prema središtu ali usled rasporeda sila koje dejstvuju na pokretne vazdušne čestice, vazdušne struje konvergiraju ka središtu u uvojitom simislu, tj. imaju vrtložni tok, kako je to pokazano u čl. 73 na slici 62. pod a.

Depresije i cikloni su u suštini iste tvorevine, ali pojedini autori prave razliku između njih. Međutim, sve što je u prvom stavu izneto za depresiju važi i za ciklon. Razlika između depresije i ciklona, prema izvesnim autorima, vidi se iz sledećih opisa ovih tvorevina.

Depresije se javljaju na izvantropskim širinama i po prostranstvu koje zahvataju na zemlji mogu biti veoma različite. Najmanja depresija može imati prečnik 80 km a najveća oko 5000 km. Prosečni prečnik depresije je od 2500 do 3000 km. Izobare u depresiji su najčešće eliptičnog oblika, tako da su kraća i duža osa u odnosu kao 1 : 1,8. Depresija se uglavnom pruža na severnoj polulopti pravcem zapad-jugozapad prema istok-severoistoku. Dubokom depresijom smatra se ona kod koje je vazdušni pritisak u središtu manji od 990 mb, a plitkom depresijom kod koje je vazdušni pritisak u središtu veći od 1010 mb. Depresija je intenzivna ako su joj izobare bliže jedna drugoj. Ukoliko su izobare bliže jedna drugoj utoliko su horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska veći, pa su utoliko i brzine, odnosno jačine vetra veće. Duboke depresije su obično intenzivne a plitke slabe. Izobare su u depresiji sve više zbijene jedna uz drugu prema središtu a udaljenije prema periferiji. To znači da su vetrovi sve jači što se ide bliže prema centru depresije. Ipak u samom jezgru središta jačina vetra je mala, jer tu vazdušne struje manje-više kruže oko samog jezgra.

Cikloni se javljaju retko i obično na manjim geografskim širinama, tj. u tropskim predelima; to su tzv. tropski cikloni. Oni obuhvataju mnogo manju površinu na zemlji nego izvantropske depresije. Prečnik ciklona je u početku oko 80 km a kasnije se može povećati do 1300 km; prosečna vrednost prečnika kod ciklona je oko 600 km. Izobare su u ciklonu više kružnog oblika nego u izvantropskim depresijama, ali je eliptični oblik izobara takođe u ciklonu donekle zastupljen; mala i velika osa su u odnosu kao 1:1,46. U centru ciklona vazdušni pritisak je često oko 960 mb, a na perifieriji oko 1020 mb. Horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska su u takvim slučajevima od 27–33 mb, a ponekad su bili još i mnogo veći, preko 133 mb na 111 km. Međutim, u depresiji na umerenim širinama može takođe u središtu vazdušni pritisak biti 960 mb a na periferiji 1020 mb, ali, s obzirom na veliku površinu koju depresija zahvata, horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska retko gde imaju veću vrednost od 7 mb na 111 km. Može se reći da su cikloni u stvari jaki vazdušni vrtlozi u kojima je brzina vetra često veća od 35 m/s, što je dosta redak slučaj u izvantropskim depresijama. Stvarna najveća brzina vetra registrovana u ciklonu bila je 75 m/s, odnosno 270 km/čas. U središtu ciklona postoji okruglasti predeo prečnika od 8 do 60 km u kome vlada lepo i tiho vreme, dok su inače u ostalim delovima ciklona, pored jakih vetrova, i veoma jaki pljuskovi kiše. Predeo u središtu ciklona, gde vlada tiho i lepo vreme, naziva se oko ciklona.

Cikloni se stvaraju najčešće pri kraju toplog godišnjeg doba i to na zapadnim stranama velikih okeana. To je često slučaj u oblasti Japanskih ostrva, Karipskog mora, Indijskog okeana i dr. (vidi čl. 87. sl. 88).

Tropski cikloni u pojedinim predelima na zemlji imaju razne nazive, npr.: tajfun, hereken (orkan), uragan, bagujos i dr.

b. Anticiklon. — Anticiklon je predeo iznad kojeg je vazdušni pritisak visok, tj. viši od 1013 mb. Anticiklon obično na zemlji zahvata veće površine depresije. Vazdušni pritisak je najveći u središtu anticiklona (mahom iznad 1030 mb), a prema periferiji se smanjuje. Usled toga strujanje vazduha je od središta ka periferiji, ali takođe vrtložno, kao što je prikazano u čl. 73. i na slici 62. pod b.

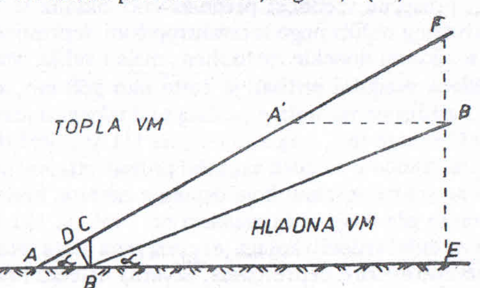
Izobare u anticiklonu su mnogo dalje jedna od druge nego u depresiji, pa su, prema tome, manji i horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska. Usled toga su u anticiklonu manje brzine vetra nego u depresiji. Naročito su slabi vetrovi i imaju različite pravce u središnim delovima anticiklona, gde često vlada tiho vreme.

Opšti izgled izobara kod depresije i anticiklona vidi se na slici 75. pod D i A.

84. VAZDUŠNI FRONTOVI

Analizom sinoptičkih karata je ustanovljeno da vremenske pojave ne zavise toliko od raspodele vazdušnog pritiska iznad zemljine površine koliko od raspodele vazdušnih masa i njihovog uzajamnog dejstva. Svaka vazdušna masa ima, prema svojoj izvorišnoj oblasti, tipične osobine, i u području u kome ona stacionira ili se sporo kreće vreme se veoma malo menja. Međutim, tamo gde se dve različite vazdušne mase među sobom dodiruju, tj. gde jedna vazdušna masa smenjuje drugu, nastaju vremenske promene, koje se znatno razlikuju od onih promena koje bi se dogodile u istoj vazdušnoj masi, odnosno u masi koja ima približno iste meteorološke elemente, ali gde ne postoji uzajamno dodirivanje različitih vazdušnih masa.

Uzana granična zona koja razdvaja dve vazdušne mase sa znatno različitim meteorološkim elementima naziva se razdvojni sloj ili granični sloj ili vazdušni front. Razdvojni sloj ne leži horizontalno već koso i jednim delom dodiruje zemljinu površinu. Horizontalna širina razdvojne površine je od nekoliko kilometara do 300 km, a debljina i vertikalna širina iznose od 100 do 1000 m. Na slici 76. prikazan je vertikalni presek razdvojnog sloja (49).



Slika 76. Vertikalni presek razdvojnog sloja:
AB i $A'B'$ — širina BD — debljina,
BC i $B'F$ — vertikalna širina, EF — visina,
AE — horizontalna projekcija.

Linija AB na slici 76, gde razdvojna površina dodiruje zemljinu površinu, odnosno presek razdvojne površine sa zemljinom površinom, predstavlja vazdušni front na zemlji. Frontovi su od naročitog značaja za vremenske pojave, jer se na njima nalaze različite vazdušne mase u međusobnoj borbi i zato dolazi do znatnijih vremenskih poremećaja. Hladna vazdušna masa, kao što se vidi na slici 76, postavlja se u vidu klina i leži na zemljinoj površini ispod razdvojnog sloja, dok topla vazdušna masa leži iznad razdvojnog sloja.

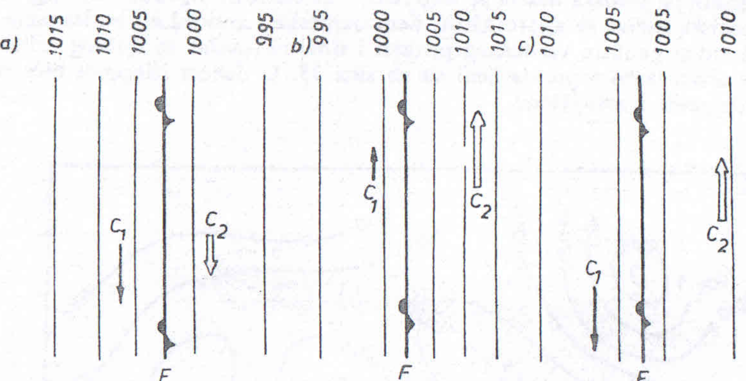
Kada se vrši proučavanje raspodele raznih vazdušnih masa na meteorološkim sinoptičkim kartama, tada se utvrđuju i njihove međusobne granice, odnosno frontovi.

Granica između arktičkog i polarnog vazduha naziva se arktički front; granica između polarnog i tropskog vazduha naziva se polarni front, a granica između tropskog i ekvatorskog vazduha naziva se tropski front. Arktički, polarni i tropski frontovi nazivaju se glavnim frontovima.

Klasifikacija frontova može da se izvrši na razne načine. Prema karakteru kretanja frontova oni se dele na stacionarne, tople i hladne frontove.

Frontovi se mogu još podeliti na proste i složene. Prosti frontovi su oni razdvojni slojevi koji dele dve različite vazdušne mase, dok su složeni frontovi takvi razdvojni slojevi koji dele tri ili više različitih vazdušnih masa. U proste frontove spadaju topli i hladni frontovi, a u složene frontove spadaju tzv. okluzovani frontovi. Topli i hladni frontovi nazivaju se još i aktivnim frontovima.

1. Stacionarni front. — Stacionarnim frontom smatra se onaj kod koga su vetrovi u hladnoj i toploj vazdušnoj masi paralelni sa frontom, odnosno paralelni među sobom. Vetar u hladnoj vazdušnoj masi može imati isti smer sa vetrom u toploj vazdušnoj masi, a može imati i suprotan smer, što zavisi od raspodele vazdušnog pritiska. Kod stacionarnog fronta izobare su takođe paralelne sa frontom. Raspodela izobara i smera vetrova kod stacionarnog fronta prikazani su na slici 77. i to u hohorizontalnoj projekciji (49).



Slika 77. Polje vazdušnog pritiska i polje vetra kod stacionarnog fronta:
C_1 — vetar u hladnoj vazdušnoj masi,
C_2 — vetar u toploj vazdušnoj masi,
F — front.

Kao što se na slici 77. vidi, tu mogu biti tri slučaja, koji nastaju, kao što je već rečeno, usled različite raspodele vazdušnog pritiska iznad zemljine površine.

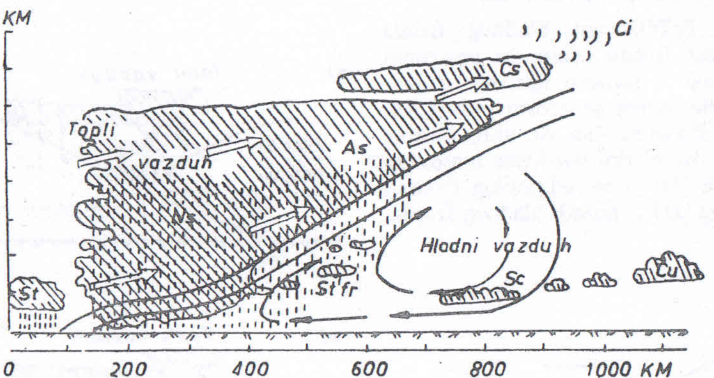
2. Topli vazdušni front. — Kada neka topla vazdušna masa struji prema hladnoj vazdušnoj masi, koja se nalazi ili u miru, ili se sporije kreće ka toplom vazduhu ili u istom pravcu, u kome se kreće i topla vazdušna masa, tada će nastati napad toplog vazduha na hladni vazduh. Hladan vazduh pod pritiskom toplog vazduha, koji se brže kreće, postavlja se u vidu položenog klina, a topli vazduh nadilazi iznad hladnog i uzdiže se po strmoj ravni klina hladnog vazduha. Na taj način se obrazuje uzlazno strujanje toplog vazduha.

Razdvojni sloj između toplog vazduha, koji napada, i hladnog vazduha koji obično odstupa, naziva se topli front. Presek ovog graničnog sloja sa zemljinom površinom naziva se topli front na zemljinoj površini; taj presek se može videti na sinoptičkoj karti (slika 74).

Na slici 78. prikazan je vertikalni presek kroz topli front (49). Bele duple strelice predstavljaju vazdušne struje toplog vazduha, a crne jednostavne strelice predstavljaju struje hladnog vazduha. Topli front ima blagi nagib i to: 1:125 do 1:200.

Kao što se na slici 78. vidi, hladan vazduh se nalazi ispred toplog fronta i u vidu vrtloga se povlači preko naših predela, obično prema istoku. Topli vazduh, koji u tom slučaju obično dolazi sa zapada i kreće se takođe prema istoku sustiže hladni vazduh i potiskuje ga, i na mestu gde je ranije bio hladni vazduh sada dolazi topli vazduh. Prema tome, ako se neko mesto nalazilo u haldnom vazduhu, pre prelaska toplog fronta, to dotično mesto će se po prelasku fronta nalaziti u toplom vazduhu. Kako je brzina kretanja nastupajućeg toplog vazduha veća od brzine hladnog odstupajućeg vazduha, što je slučaj u depresiji, to će sve nove i nove tople vazdušne mase sustizati hladni vazduh i uzdizati se duž razdvojnog sloja, kao što se vidi na slici 78.

Topli vazduh se, na ovaj način, uzdiže do velikih visina, ponekad i do 10 km. Pri uzdizanju toplog i specifično lakšeg vazduha po strani klina hladnog vazduha, koji se nalazi u prizemlju, topli vazduh se adijabatski hladi, usled čega dolazi do kondenzacije vodene pare i izlučivanja padavina frontalnog tipa. Kondenzacija nastupa pre nego što se topli vazduh uzdigne do velikih visina. Međutim, kada se topli vazduh uzdigne po klinu hladnog vazduha do visine oko 8 do 10 km on je obično rashlađen do temperature ispod 0°, a u njemu se nalazi mala količina vodene pare. Zato se na tim visinama obrazuju oblaci cirusi (Ci uncinus), koji se, preko naših predela, obično pružaju od zapada prema istoku, i koji služe kao predznaci dolaska toplog fronta.



Slika 78. Vertikalni presek kroz topli vazdušni front.

Na slici 78. prikazan je raspored oblaka duž toplog fronta, kao i zona u kojoj padaju frontalne padavine. Ova zona sa padavinama može zauzimati pojas ispred toplog fronta širine oko 300 km, a padavine se izlučuju iz sloja oblaka As — Ns. Kapljice kiše počinju da padaju prema zemlji čim se iznad nekog mesta pojave As oblaci, ali te kapljice ispare kroz vazduh i ne stignu do zemljine površine.

Topli front se obično kreće brzinom 20 do 40 km/čas. Pri ovakvoj brzini kretanja fronta i širini zone padavina oko 300 km, frontalne padavine obično traju iznad nekog mesta 15 — 7 časova. Od pojave prvih perjastih oblaka (Ci) do početka padavina, pri napred navedenoj brzini toplog fronta, obično prođe 30 do 15 časova (49).

Padavine prestaju posle prelaska toplog fronta i nastaje toplije vreme. Nebo se razvedrava ili ostaje pokriveno stratusima, a u prizmenim slojevima može biti i magle.

Ako je topla vazdušna masa bila dosta labilna (prvenstveno leti), tada se u oblasti slojevito-kišnog dela oblačnog sistema toploga fronta mogu obrazovati pojedini gomilasto-kišni oblaci, iz kojih padaju prolazni pljuskovi kiše, a često se obrazuje i nepogoda (49).

Prelazak toplog fronta preko nekog mesta ima uticaja i na vazdušni pritisak u dotičnom mestu. Hladan vazduh je gušći i teži od toplog vazduha, te mu je stoga i vazdušni pritisak veći. Kada nastupi nadilaženje toplog vazduha iznad hladnog, hladdan vazduh se povlači i njegov stub postaje sve kraći. Zato se vazdušni pritisak smanjuje, tj. opada pri približavanju toplog fronta, a naročito opadne u momentu prelaska fronta. Vetar takođe promeni svoj pravac po prelasku toplog fronta. Ako je

pre prelaska fronta vetar duvao sa juga ili jugoistoka, onda će posle prelaska fronta vetar duvati sa zapada ili jugozapada.

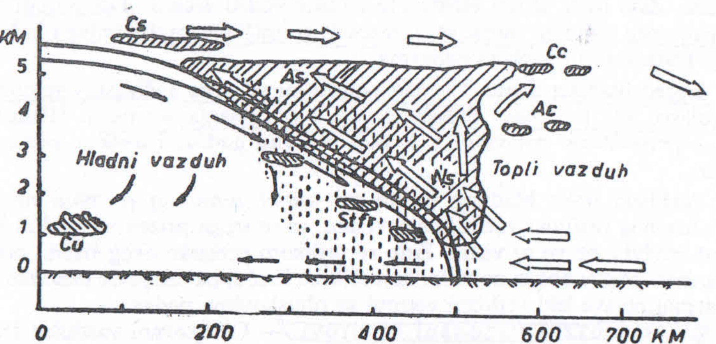
Ispred toplog fronta u oblasti padavina ponekad se obrazuje magla. Ova frontalna magla nastaje usled zasićenja hladnog vazduha ispred toplog fronta od isparavanja kapljica kiše koje padaju ka zemlji. Sem toga, na stvaranje ove magle utiče još i adijabatsko hlađenje vazduha ispred toplog fronta pri opadanju vazdušnog pritiska u slučajevima kada se vazduh kreće iznad relativno hladnije podloge, pa mu se usled toga temperatura još više snižava. Širina zone ove magle može biti 100 — 200 km (49).

3) Hladni vazdušni front. — Ako se pretpostavi da se topli vazduh kreće polako ili miruje, i ako na njega napadne hladni vazduh, koji se kreće brže od toplog, tada će hladni vazduh, kao specifično teži, da se podvlači ispod toplog vazduha u vidu klina i podizaće topli i lakši vazduh uvis. Granični sloj između hladnog vazduha, koji napada, i toplog vazduha, koji miruje ili se kreće sporije, naziva se hladni front. Presek ovog razdvojnog sloja sa zemljinom površinom naziva se hladni front na zemlji. Hladni front će se takođe obrazovati ako topli vazduh ima pravac kretanja u susret hladnom vazduhu a hladni vazduh nadire u zonu toplog vazduha. Kako hladni front ima strmiji nagib od toplog fronta, i to 1:30 do 1:100, to je uzlazno strujanje toplih vazdušnih masa mnogo snažnije nego kod toplog fronta. Kada hladni front pređe preko nekog mesta, onda u dotičnom mestu nastupa hladnije vreme, jer je hladni vazduh došao i zamenio topli vazduh.

Hladni vazdušni frontovi mogu se podeliti na hladni front I reda i hladni front II reda.

Hladni vazdušni front I reda javlja se obično izvan oblasti depresija. Takvi frontovi se kreću dosta sporo — od zapada prema istoku preko naših predela — tj. oni skoro stacioniraju. Ipak, usled trenja hladnog vazduha o zemljinu površinu, prednji kraj hladnog fronta dobija dosta veliki nagib pri zemljinoj površini. Zato se ispred same linije fronta, umesto mirnog strujanja sa blagim usponom, stvara uspon toplog vazduha pod dosta velikim uglom. Zbog ovoga dosta intenzivnog uzdizanja toplog vazduha uvis stvaraju se slojeviti i gomilasti kišni oblaci, iz kojih padaju jake frontalne i pljuskovite padavine. Na slici 79. prikazan je vertikalni presek kroz hladni front I reda sa oblačnim sistemom fronta (49).

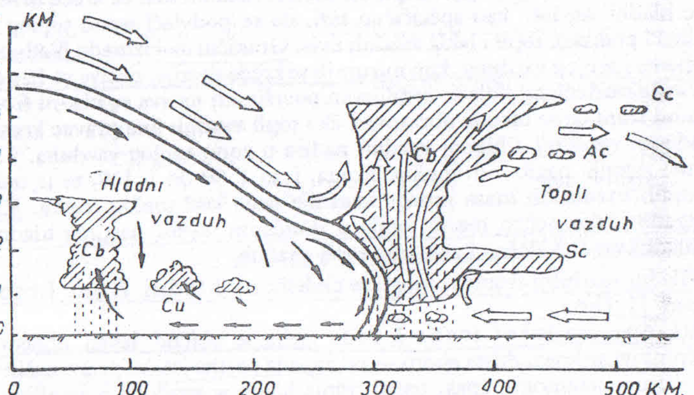
Kao što se na slici 79. vidi, hladni front I reda ima sličan oblačni sistem kao i topli front (sl. 78). Ovakav oblačni sistem dokazuje da i kod ovog frontalnog sistema



Slika 79. Vertikalni presek kroz hladni vazdušni front I reda.

postoji uzlazno klizenje toploga vazduha iznad celog razdvojnog sloja, odnosno iznad cele frontalne površine. Padavine se izlučuju u maloj širini ispred fronta, dok je veća širina padavina pozadi fronta.

Hladni vazdušni front II reda se obrazuje u oblasti depresionih poremećaja. Hladni front ovoga tipa kreće se vrlo brzo. Hladni vazduh, pri svome brzom kretanju, potiskuje burno topli vazduh ispred sebe. Ako je topli vazduh još dosta nestabilan, on će se uzdizati naglo uvis ispred samog fronta, a usled toga stvaraće se gomilasti kumulonimbusi iz kojih se izlučuju kratkotrajni i jaki pljuskovi padavina. Na slici 80. prikazan je vertikalni presek kroz hladni front II reda sa oblačnim sistemom fronta (49).



Slika 80. Vertikalni presek kroz hladni vazdušni front II reda.

Kao što se na slici 80. vidi, zona padavina zahvata uski pojas i to ispred hladnog fronta, gde je konvektivno strujanje toplog vazduha veoma intenzivno i to normalno uvis. Na visini od 2 do 3 km iznad zemljine površine topli vazduh ima karakter silaznog strujanja niz strmu ravan klina hladnoga vazduha. Pozadi linije fronta, kao što se na slici 80. vidi, postoji silazno strujanje i u hladnoj vazdušnoj masi, koje je naročito intenzivno u prednjem delu klina hladnog vazduha, tj. u blizini zemljine površine. Zato ovde oblaci iščezavaju i vlada vedro vreme. Tek pozadi fronta, na rastojanju oko 200 km, mogu se obrazovati termički kumulonimbusi iz kojih se izlučuju kratkotrajni pljuskovi padavina.

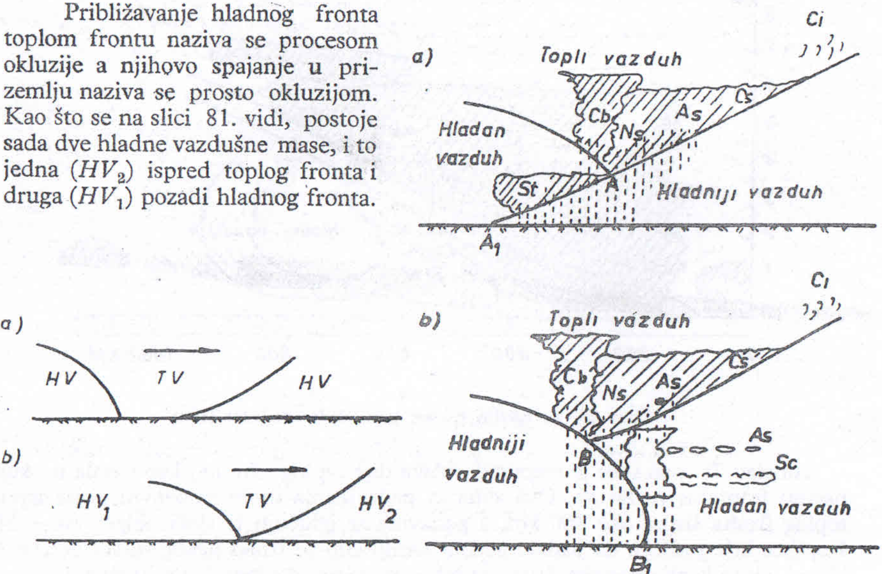
Ispred hladnog fronta II reda pojavljuju se prvo sočivasti altokumulusi (Ac lenticularis) kao predznaci dolaska fronta i pogoršanja vremena. Hladni front II reda se prvenstveno pojavljuje u letnjoj polovini godine i uvek je praćen olujnim stanjem.

Zaobljeni oblik hladnog fronta pri samoj zemljinoj površini nastaje usled trenja hladnog vazduha o zemljinu površinu, te se stoga prizemni vazduh kreće sporije od vazduha na većoj visini. Zato se prilikom prelaska ovog fronta preko nekog mesta, prvo pojave oblaci na visini koji se brzo kreću, pa tek posle nekoliko minuta se i na zemlji pojave jaki vrtložni vetrovi sa pljuskovima padavina.

4. Okluzovani vazdušni frontovi. — Okluzovani vazdušni frontovi su kombinacija toplog i hladnog vazdušnog fronta. Ovi se frontovi obrazuju na taj način što se pri razvitku depresije u njoj nalaze hladni i topli frontovi, koji se preko

naših predela kreću od zapada prema istoku. Pri ovom kretanju topli front se kreće ispred hladnog fronta, ali često sporije od hladnog fronta. Takva situacija prikazana je na slici 81. pod a. Kako se hladni front u izvesnim slučajevima kreće brže od toploga to ga on u jednom momentu sustiže. U tom slučaju vrši se na zemljinoj površini spajanje hladnog i toplog fronta, odnosno spajanje hladne vazdušne mase, koja se kreće pozadi hladnoga fronta, sa hladnom vazdušnom masom, koja se kreće ispred toplog fronta. Ovaj slučaj vidi se na slici 81. pod b. Tada se sav topli vazduh istisne sa zemljine površine i uzdigne uvis, a oblačne mase hladnog i toplog fronta spajaju se u jednu masu; kišno stanje se produžuje još neko vreme, a zatim cela pojava naglo slabi i nastaje razvedravanje.

Približavanje hladnog fronta toplom frontu naziva se procesom okluzije a njihovo spajanje u prizemlju naziva se prosto okluzijom. Kao što se na slici 81. vidi, postoje sada dve hladne vazdušne mase, i to jedna (HV_2) ispred toplog fronta i druga (HV_1) pozadi hladnog fronta.



Slika 81. Vertikalni presek kroz atmosferu pred obrazovanje okluzovanog fronta.

Slika 82. Vertikalni presek kroz okluzovani topli (a) i kroz okluzovani hladni (b) front (49).

Granična površina, odnosno razdvojni sloj, između prednjeg (HV_2) i zadnjeg (HV_1) hladnog vazduha zove se *površina okluzije*, a linija koja nastaje presecanjem ove površine sa zemljinom površinom zove se donji front okluzije. Linija u slobodnoj atmosferi duž koje se graniče sve tri vazdušne mase zove se gornji front okluzije. Ceo ovakav sistem zove se okluzovani front ili jednostavno okluzija.

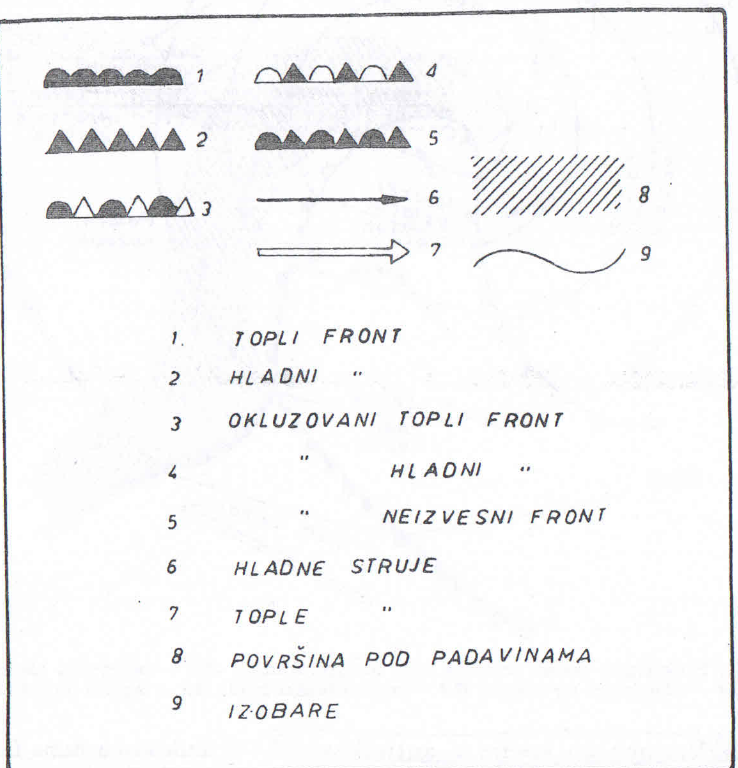
Ako se posle spajanja hladnog i toplog fronta pri zemljinoj površini, hladni front i dalje kreće brže od toplog, onda mogu nastati jedan od dva tipa okluzovanih frontova: *okluzovani topli front* ili okluzovani hladni front. Oba ova slučaja prikazana su na slici 82.

Kod okluzovanog toplog fronta manje hladni vazduh nalazi se pozadi hladnog fronta a više hladni vazduh nalazi se ispred toplog fronta. Kada manje hladni vazduh sustigne više hladni vazduh, on se uzdiže po strani klina više hladnog vazduha. Kišna zona se sve više širi ispred donjeg fronta okluzije. Okluzovano topli

front je u stvari razdvojni sloj AA_1; u tački A se dodiruju sve tri vazdušne mase: više hladna, manje hladna i topla.

Kod okluzovanog hladnog fronta (slika-82. pod b) se hladniji, odnosno više hladni vazduh, nalazi pozadi hladnog fronta, a topliji vazduh, odnosno manje hladni, nalazi se ispred toplog fronta. Kada više hladni vazduh sustigne manje hladni vazduh, on podilazi ispod manje hladnog vazduha u vidu klina i primorava ga na uzdizanje uvis. Tako se obrazuje okluzovani hladni front (BB_1). Kišna zona kod okluzovanog hladnog fronta se sve više širi pozadi ovog fronta.

Znaci koji se upotrebljavaju pri crtanju frontova na sinoptičkim kartama prikazani su na slici 83. Isto tako se na ovoj slici vide i znaci koji se upotrebljavaju za razne vazdušne struje, kao i za obeležavanje zona sa padavinama. Zupci ili polukružići kojima se označavaju hladni ili topli frontovi upravljaju se u pravcu kretanja fronta.



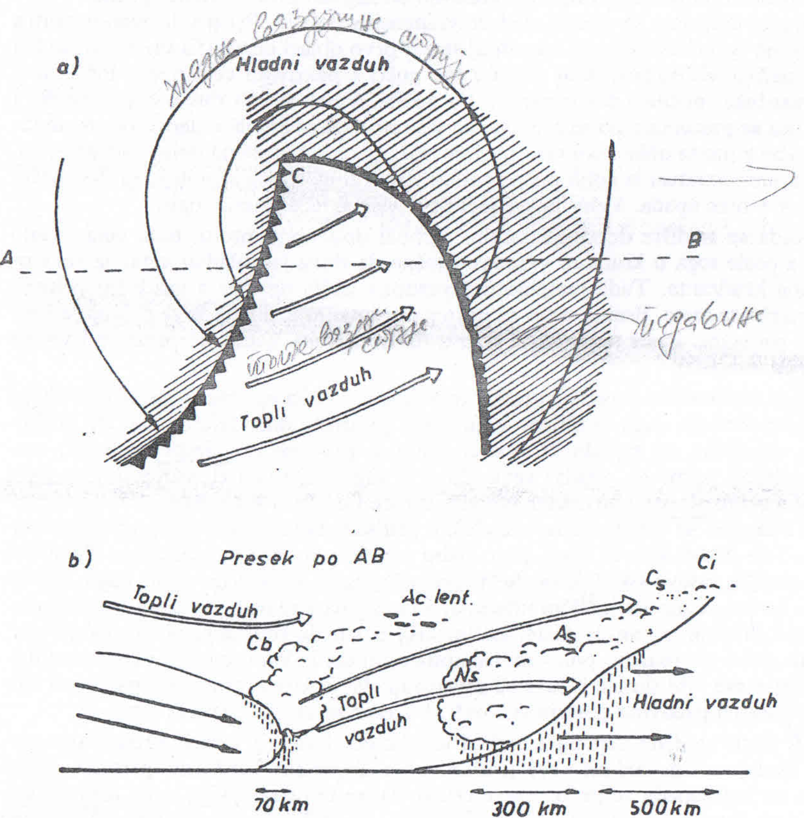
Slika 83. Znaci za crtanje frontova, vazdušnih struja, izobara i zona pod padavinama.

85. VREMENSKO STANJE U DEPRESIJI I ANTICIKLONU

a) Vremensko stanje u depresiji. — Depresije se obrazuju na glavnim frontovima — polarnom i arktičkom. One se kreću u pravcu kretanja toplog vazduha, a to je u najviše slučajeva (preko Evrope) od zapada prema istoku. Pri ovom kretanju

depresije prelaze velika rastojanja. **Topli i hladni frontovi, koji pripadaju jednoj depresiji, putuju takođe u istom smeru sa dotičnom depresijom.** Isto tako se kreću sa pokretnom depresijom i vazdušne mase različitih osobina. Pri prelasku depresije preko izvesnih oblasti nastupaju dosta nagle vremenske promene.

Shema jedne mlade depresije sa aktivnim toplim i hladnim frontovima prikazana je na slici 84. Na ovoj slici je pod a predstavljena depresija u horizontalnoj ravni, tj. na zemljinoj površini, a pod b je predstavljena depresija u vertikalnom preseku.



Slika 84. Shema mlade depresije sa aktivnim frontovima: a — horizontalni presek, b — vertikalni presek.

Centar depresije na zemljinoj površini nalazi se u tački C, a to je u preseku hladnog i toplog fronta. Jednostavne tanke linije sa strelicama prikazuju kako se u depresiji kreću hladne vazdušne struje, dok duple linije sa strelicama prikazuju kako se kreću tople vazdušne struje. Oblasti sa tankim paralelnim linijama predstavljaju zone padavina ispred toplog i pozadi hladnog fronta. To važi kako za horizontalni presek pod a, tako i za vertikalni pod b. Širina zone padavina ispred toplog

fronta je oko 300 km, a ispred i pozadi hladnog fronta je mnogo uža — oko 70 km. Vertikalni presek depresije na slici 84. pod b je na zemljinoj površini duž linije AB koja se vidi na istoj slici pod a.

Kada depresija prelazi preko nekog mesta nastupaju izvesne vremenske promene u dotičnom mestu. Kakve će se vremenske pojave dogoditi pri prelasku depresije preko nekog mesta zavisi od toga: da li središte depresije prelazi preko tog mesta, ili središte prelazi severnije, odnosno južnije od dotičnog mesta. Svaki od ova tri slučaja biće posebno prikazan.

a. Kada središte depresije, pri kretanju od zapada prema istoku, prelazi preko nekog mesta događaju se obično sledeće vremenske pojave: Pri približavanju centra depresije na nebu se pojave na zapadnoj strani prvo oblaci cirusi (Ci uncinus); nešto kasnije nailaze cirostratusi koji postaju sve gušći i pokrivaju celo nebo. Pri pojavi cirusa vazdušni pritisak počne polako da opada. Vetar stalno duva sa jugoistoka i brzina mu se postepeno povećava. Što se više približava središte depresije, to se iznad dotičnog mesta oblaci sve više zgušnjavaju; za cirostratusima dolaze altostratusi, pa onda nimbostratusi iz kojih počne padati jaka i dugotrajna kiša ili sneg. Vazdušni pritisak sve brže opada. Vetar je sve jači i sve više skreće prema jugu.

Kada se središte depresije sasvim približi dotičnom mestu, tada vetar naglo oslabi, a posle toga u kratkom vremenu počne da duva jak hladan vetar iz severozapadnog kvadranta. Tada temperatura vazduha naglo opadne a vazdušni pritisak počne naglo da raste. Brzina vetra se postepeno smanjuje, a takođe se smanjuje i intenzitet padavina. Posle toga oblaci počnu da iščezavaju, padavine prestaju i vreme se sasvim razvedri.

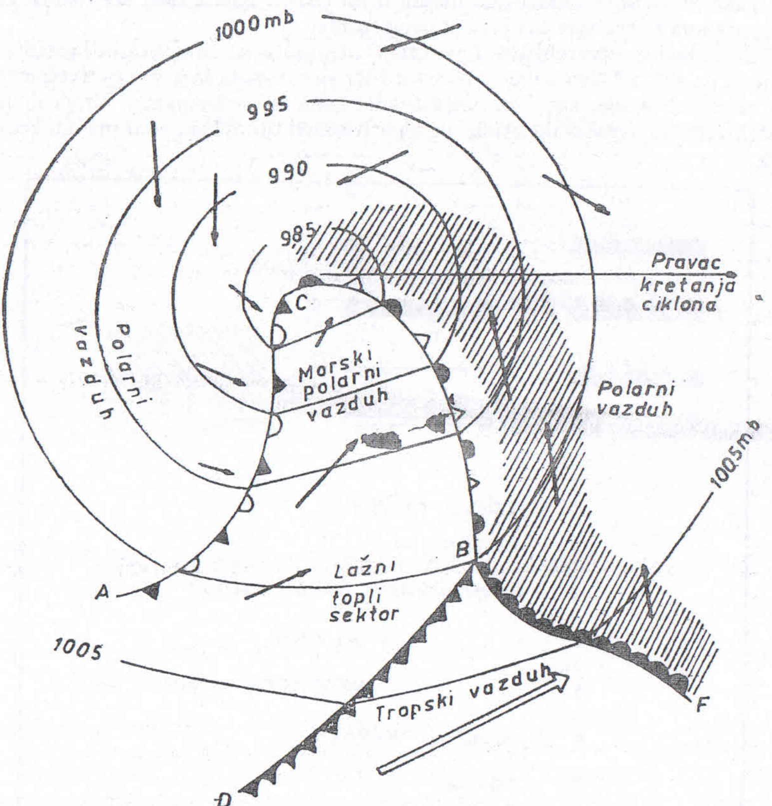
b. Kada središte depresije prelazi severnije od dotičnog mesta, što je čest slučaj u našim predelima, tada se obično vremenske promene događaju ovako: Pri približavanju depresije, na zapadu ili severozapadu se prvo pojave cirusi uncinusi; vazdušni pritisak počne da opada; vetar duva sa jugoistoka. Za cirusima dolaze cirostratusi a zatim altostratusi; vetar sve više skreće i duva sa juga, zatim sa jugo-jugozapada i kasnije sa jugozapada; vazdušni pritisak stalno opada. Po pojavi altostratusa počinje padati kiša ili sneg, prvo slabo a zatim sve jače i postojanije. Padavine traju nekoliko časova sve dok vazdušni pritisak opada. Posle toga vetar naglo skrene i počne duvati sa zapada u jakim udarima, a intenzitet padavina dostigne maksimum. Vazdušni pritisak počne da raste. Zatim kiša iznenada prestane, oblaci iščezavaju, ali se na nebu povremeno pojavljuju kumulonimbusi iz kojih padaju prolazni pljuskovi. Vetar sve više skreće i duva sa severozapada, a temperatura se postepeno snižava. Pljuskovi padavina postaju sve ređi, a vreme se sve više izvedrava.

c. Kada središte depresije prelazi južnije od dotičnog mesta, vremenske promene sleduju ovim redom: Pri približavanju depresije vazdušni pritisak sporo opada; na jugozapadu se prvo pojave cirusi, zatim cirostratusi pa onda altostratusi. Vetar prvo duva sa jugoistoka, zatim sa istoka, a kasnije sa severoistoka. Posle toga na nebu se pojave nimbostratusi iz kojih ponekad padaju slabije padavine, koje su ograničene na male prostore. Posle pojave nimbostratusa i eventualnih padavina, vetar skrene na sever, pa zatim na severozapad. Kada vetar skrene na sever, vazdušni pritisak počne da raste a temperatura vazduha opadne. Oblaci se održavaju još neko vreme, a zatim postepeno iščezavaju, ali može biti još slabijih pljuskovitih padavina, dok se najzad sasvim ne izvedri.

Ako se vazdušni frontovi okluzuju u depresiji, onda se ona može predstaviti u horizontalnom preseku, tj. na zemljinoj površini kao što se vidi na slici 85.

Vremenske promene su pri prelazu depresije sa okluzovanim frontovima slične kao i pri prelazu depresije sa aktivnim frontovima, ali su slabijeg intenziteta, tj.

manifestuju se u blažijoj formi. Ovo zavisi od razlike fizičkih osobina hladnog vazduha ispred i pozadi okluzovanih frontova. Dešava se ponekad da je ta razlika veoma mala, te je nadilaženje manje hladnog vazduha iznad više hladnog vrlo sporo. Usled toga, padavine se skoro i ne izlučuju na zemlju, već se pri prelasku okluzovanog fronta samo poveća oblačnost i na tome se cela pojava završi.



Slika 85. Horizontalni presek depresije kada nastupi okluzija: AC — okluzovani hladni front; CB — okluzovani topli front; DB — aktivni hladni front; BF — aktivni topli front.

b. Vremensko stanje u anticiklonu. — U anticiklonu nema frontova. U samom centralnom predelu vazduh se spušta prema zemlji, i pri tome se adijabatski zagreva, a oblaci, ako ih ima, iščezavaju.

Kad je anticiklon razvijen iznad neke oblasti, a naročito iznad Srednje Evrope, vreme dobija postojanost. Termički uslovi su neposredno zavisni od jačine sunčeva zračenja, osobito ako je pritisak veoma visok na celoj teritoriji anticiklona. Takvo vremensko stanje ima težnju da se dugo održava, i što je vreme postojanije, tim je ova težnja izrazitija. Ali je pogrešno mišljenje da je, pri visokom vazdušnom pritisku, vreme uvek tiho i vedro. Ono je obično takvo, ali je ponekad drukčije. An-

ticikloni se mogu podeliti u dve vrste i po vremenskom stanju. Jedni se odlikuju vedrim, drugi oblačnim vremenom. Prva vrsta anticiklona je češća leti, a druga zimi.

Zimi je, pri anticiklonskom rasporedu vazdušnog pritiska, vreme ovako: Pritisak je visok iznad veoma prostranog predela. Ako je zemljina površina pod snegom, vazdušni pritisak se još više poveća, jer sneg utiče na snižanvanje temperature vazduha, što izaziva povišenje vazdušnog pritiska. Vetrovi su uopšte slabi, vazduh je prilično suv, a vreme vedro. Pošto su noći znatno duže od dana, radijacija je intenzivnija od insolacije i temperatura se snižava od dana do dana. Time se, međutim, povećava stabilnost vazdušnih slojeva, pa i postojanost anticiklona. Ali kako u prizemnim slojevima ima uvek vodene pare, nastupiće lako kondenzacija u jednom od noćnih časova i obrazovaće se niska magla, izazvana radijacijom. Pored toga vlada i dugotrajni mraz. Zagrevanje zemljine površine sunčevim zračenjem često rasturi maglu pre podne; ali se magla češće održava u toku celog dana i tada se temperatura sasvim slabo poveća čak i u podne, pri sunčevoj kulminaciji.

Usled silaznih vazdušnih struja vazduh se dinamički zagreva i obično na izvesnoj visini postane topliji od vazduha u prizemlju. Time se obrazuje inverzijski sloj, ispod koga se stvore niski oblaci stratusi, i to je druga vrsta vremena u anticiklonu. Vreme može biti tmurno, hladno ili sumagličasto po nekoliko dana, a u unutrašnjosti kontinenta čak i više sedmica. Iznad srazmerno tankog oblačnog sloja sunce nesmetano sija i temperatura vazduha je za nekoliko stepeni viša nego pri zemljinoj površini.

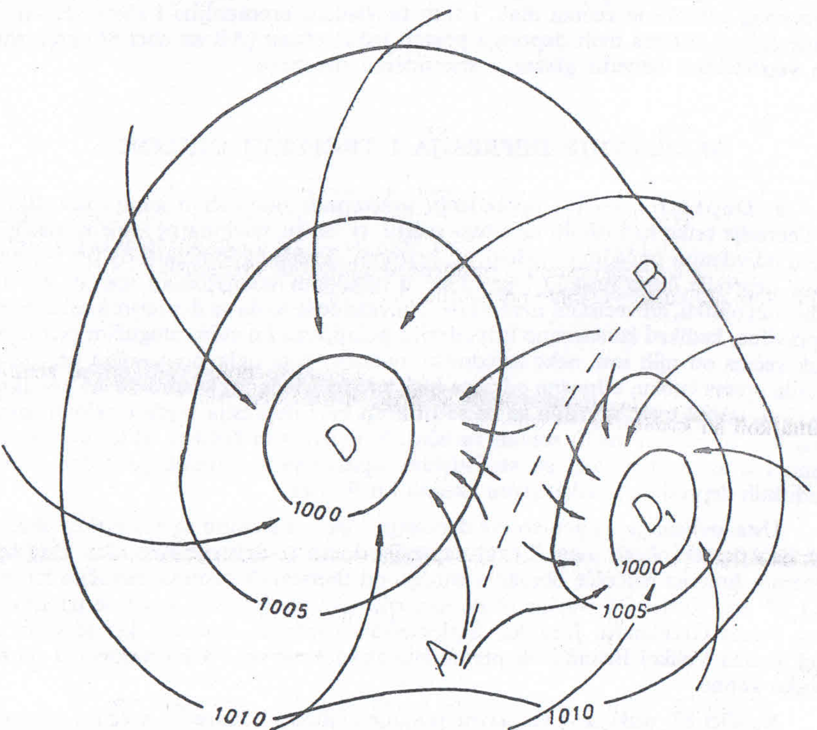
Leti je sasvim drugi tip vremena pri anticiklonskoj situaciji. Vreme je vedro pri početku ovakvog stanja. Ali je, usled vedrine, intenzitet sunčevog zračenja pojačan, a usled znatno veće dužine dana od noći, insolacija je dugotrajnija. Stoga se temperatura iz dana u dan povišava i vazduh postaje sve topliji, naročito u prizemnim slojevima. To znači, da u atmosferi postoji labilno stanje ravnoteže, usled koga nastaje uzlazno strujanje vazdušnih masa, i na određenoj visini počinje kondenzacija vodene pare, tj. obrazovanje kumulusa i kumulonimbusa. U određenom trenutku može početi oluja, a iz oblaka padati pljuskovita kiša, kadikad praćena gradom. Ali je pregrejanost vazduha u nekom delu anticiklona većinom lokalne prirode, pa je obrazovanje lokalne male depresije, u oblasti anticiklona, ograničeno na srazmerno neznatan prostor.

Inače se, pri vedrom nebu, temperatura u letnjim denvnim časovima znatno povisi, dok se u toku noći snizi, a posledica toga su velika dnevna kolebanja temperature. Noću se mogu obrazovati sumaglice, ređe magle u prizemnom vazdušnom sloju, ali iščeznu ubrzo posle sunčeva izlaza. Vidljivost je danju ponekad samo umerena, usled nagomilavanja čađavine ispod slojeva temperaturne inverzije.

Po ovome se vidi, da su zimski anticikloni sami po sebi postojani i mogu se dugo održati, dok to ne vredi za letnje anticiklone. Oni, od početka stabilnosti, postepeno prelaze u labilno stanje ravnoteže i trebalo bi da iščeznu posle prve nepogode. Oni se obično održavaju još neko vreme, sa ponavljanim stvaranjem malih lokalnih depresija, koje su praćene nepogodom ili olujom. Izgleda da su anticikloni, u ovom slučaju, više dinamičke prirode nego termičke, i da su u vezi sa opštim vazdušnim kruženjem.

86. SEKUNDARNA DEPRESIJA

Sekundarna, sporedna ili delimična depresija je mali predeo niskog vazdušnog pritiska na periferiji velike glavne depresije. Sekundarna depresija ima sopstveni sistem zatvorenih izobara ako se potpuno razvije, ali se obično javlja kao ispupčenje na izobarama glavne depresije. Sekundarne depresije se naročito razvijaju na jugoistočnoj i zapadnoj ivici velikih depresija koje se preko Evrope kreću od Altanstkog okeana prema istoku. U sekundarnoj depresiji je kruženje vazdušnih struja slično kao i u glavnoj depresiji, samo što je jačeg intenziteta, jer su horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska u sekundarnoj depresiji veći nego u glavnoj. Sekundarne depresije učestvuju u opštem kretanju sistema velike depresije kao celine. Na slici 86. prikazan je jedan sistem glavne depresije D i sekundarne depresije D_1 sa opštim strujanjem vazdušnih struja.



Slika 86. Sistem glavne i sekundarne depresije: D — glavna, D_1 — sekundarna depresija.

Sporedne depresije, koje se pojave na jugoistočnoj strani velikih depresija, nemaju često velikog značaja, ali su ponekad leglo nepogoda u toplijem delu godine, a u Sjedinjenim Američkim Državama su ove depresije i leglo strašnih torneda. Naprotiv, one sporedne depresije, koje nenadno nastanu na zapadnoj strani velikih depresija, izgrade se često u potpune jake vrtloge, koji se manifestuju kao žestoke oluje i veoma se brzo kreću unapred. To su nizovi ili familije depresija koje se kreću jedna za drugom.

Vreme u sekundarnim depresijama je slično kao u glavnim. I u sekundarnim depresijama postoji oblačni sloj sa padavinama, samo je vreme u sekundarnoj depresiji obično burnije nego u glavnoj, tj. sa jačim vetrovima i jačim padavinama, izrazitijim smanjivanjem i povećavanjem vazdušnog pritiska za vreme svojih prolaza.

U slučajevima kada se glavna depresija ispunjuje, sporedna depresija može da se udubljuje, tako da ova ovlada celim sistemom. Sporedna depresija može, pri ovakvim okolnostima, da uništi glavnu depresiju ili da je toliko nadjača da od nje ostane samo plitak prostor vazdušnog pritiska. Ovaj plitak prostor se u izobarama ranije sporedne depresije, pokaže kao veliko ispupčenje.

U međuprostoru između glavne i sekundarne depresije horizontalni gradijent vazdušnog pritiska je veoma mali, i zato tu vladaju promenljivi i slabi vetrovi. U unutrašnjosti sistema ovih depresija postoji jedna oblast (AB na slici 86) koja služi kao vetrodelnica između glavne i sekundarne depresije.

87. PUTANJE DEPRESIJA I TROPSKIH CIKLONA

a. Depresija. — Pri upoređenju uzastopnih sinoptičkih karata utvrdilo se da depresije retko kad ostaju na istom mestu, tj. da su stacionarne; one se najčešće kreću određenim pravcima i jednakom brzinom. Treba napomenuti da pri kretanju jedne depresije često nastaju i promene u njihovom vremenskom stanju, kao i u njihovom obliku, ali većinom neznatnije. Najvažnije je to da se depresije kreću veoma nepravilno, kadikad izvanredno krivudavim putanjama i u svim mogućim pravcima. Ipak većina od njih ima neke zajedničke putanje, koje uglavnom imaju pravac od zapada prema istoku, odnosno od zapadnog prema istočnom kvadrantu na zemljinoj površini. Pored toga, utvrdilo se da se priličan broj depresija kreće u takvim pravcima koji su sasvim među sobom različiti. Köppen, van Bebber, Rikačev, Weickmann i drugi meteorolozi su statističkim ispitivanjima odredili prosečne pravce vazdušnih depresija na Atlantskom okeanu i u Evropi.

Ustanovljeno je da gotovo sve depresije dolaze u Evropu sa Atlantskog okeana, dok na Atlantski okean najveći broj depresija dolazi iz Severne Amerike. One se u Severnoj Americi najčešće obrazuju istočno od Stenovitih planina, naročito između 40 i 50° sev. širine. Od istočne obale Amerike najviše depresija kreće se na severoistok prema Grenlandu, Islandu, Šetlendskim ostrvima, a manji deo se kreće na istok prema Velikoj Britaniji ili prema Biskajskom zalivu, i tako dospevaju na evropsko kopno.

Na slici 87. prikazane su glavne putanje kojima se depresije kreću u toku godine iznad evropskog kopna. Širina pojedinih putanja odgovara čestini depresija koje njom prolaze.

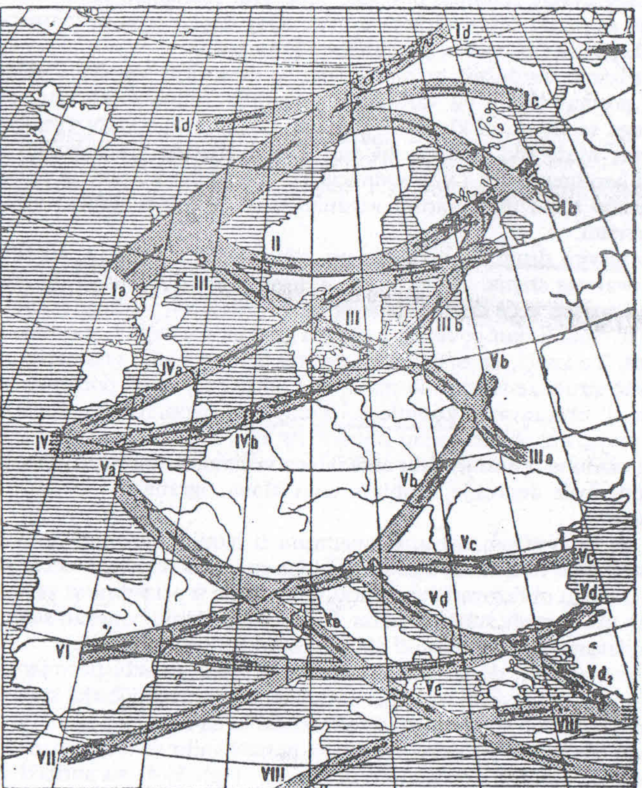
Kao što se na slici 87. vidi, depresije se pretežno kreću iznad velikih morskih površina, a izbegavaju kopno; naročito obilaze planinske krajeve. Glavni pravci kretanja su prema severoistoku, istoku i jugoistoku. Putanje depresija obeležene su rimskim brojevima i izvesnim indeksima.

Depresije se kreću putanjom I najčešće u toku jeseni i zime, a putanjama II i III pretežno u hladnijem dobu godine. Putanjom IV depresije se najčešće kreću leti i u jesen.

Za naše krajeve najvažnije su putanje IV i Va. Ako se depresija kreće putanjom IV, onda ona ima uticaja na vremenske prilike, a naročito na raspodelu padavina, u najsevernijim krajevima Slovenije, naročito u dva najtoplija meseca. Putanjom Va depresije se kreću od Biskajskog zaliva preko Đenovskog zaliva do Riječkog zaliva. Od Riječkog zaliva putanja Va se grana u tri putanje: Vb, Vc i Vd. Svaka od ovih putanja je važna za vremenske prilike u pojedinim krajevima naše države. Dok se

depresija kreće putanjom Va ona utiče na pluviometrijski režim severnog Jadrana i okolnih krajeva, i to naročito u prelaznim godišnjim dobima, u poznoj jeseni i sredinom proleća.

Kao što se na slici 87. vidi, putanja Vb ima pravac od Riječkog zaliva na severoistok i to preko Mađarske i Čehoslovačke ka Varšavi. Putanja Vc je upravljena od Rijeke pravo na istok dolinama Save i Dunava do Crnog Mora, a putanja Vd vodi niz obalu Jadranskog mora ka Sredozemnom moru i tu se sastaje sa putanjom Ve, pa kao putanja Vd_1 završava takođe na Crnom moru.



Slika 87. Putanje depresija iznad Evrope i Sredozemnog mora u toku godine, po van Bebberu, Weickmannu i drugima.

Putanjom Vb depresije se kreću najčešće u proleće i leti i one tada imaju uticaja na vremenska zbivanja u severozapadnim, a donekle i severnim delovima naše zemlje. Putanjom Vc depresije najčešće idu u maju i junu, a zatim u drugoj polovini jeseni. Usled prelaska ove depresije preko Panonske nizije najveća količina padavina padne u tim krajevima u maju i junu, dok je sekundarni maksimum u novembru ili

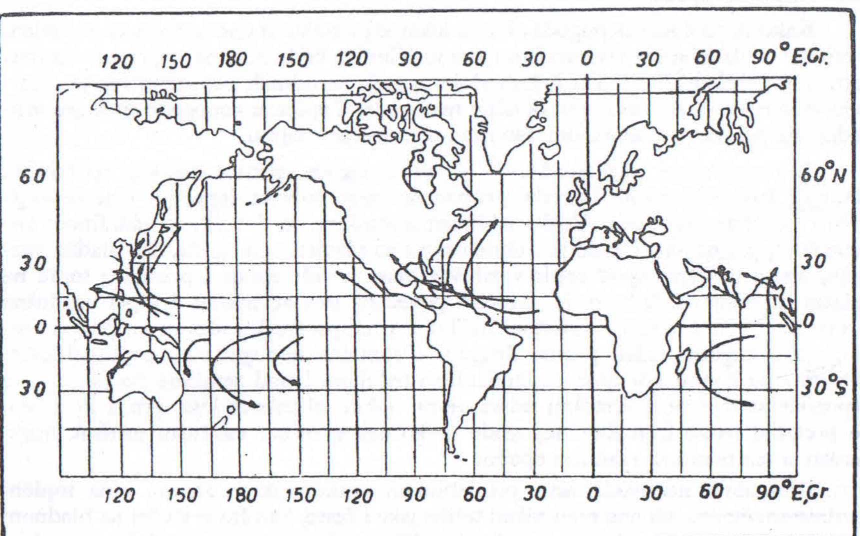
oktobru. Ovo nastaje zato što depresije koje se kreću putanjama Va, pa zatim Vc, dovlače u Panonsku niziju vlažne vazdušne mase sa Atlantskog okeana iz kojih se izlučuju padavine.

Putanjom Vd i Ve i zatim Vd, depresije se najčešće kreću od oktobra do maja, tj. u hladnijem delu godine. Kada se depresije kreću ovim putanjama one utiču na vremensku situaciju, a naročito na pluviometrijski režim, duž obale Jadrana, pogotovo u južnom delu, i zatim u južnim krajevima Makedonije. Tako da je u ovim predelima maksimum padavina u toku zime, odnosno krajem jeseni, a minimum u toku leta. Depresije koje se kreću ovim putanjama su, u stvari, poznate pod imenom mediteranskih depresija, o kojima je bilo reči u članu 44.

Na mestima gde se putanje ukrštaju, često se opaža usporavanje ili zastajanje depresija. Takvi uslovi nastanu ponekad i na Jadranu.

Unapredno kretanje i postojanje atmosferskih vrtloga potpomognuto je ili otežano ranije postojećom raspodelom temperature vazduha i vazdušnog pritiska. Na taj način se može objasniti i to zašto se vazdušne depresije često kreću istim putanjama jedna za drugom. To se događa i kod depresija na umerenim geografskim širinama, a takođe i kod tropskih ciklona (vidi čl. 83). Kretanje depresije prema istočnom kvadrantu, koje odgovara i opštem kretanju vazdušnih masa na višim geografskim širinama, može se protumačiti činjenicom što su najjači vetrovi kod depresija na njihovom zadnjem, tj. zapadnom i jugozapadnom delu, a najslabiji na istočnom kvadrantu. Pravci vetrova se, osim toga, podudaraju na zadnjem delu depresije od zemljine površine do znatnih visina, dok se na prednjoj strani razilaze.

b. Tropski cikloni. — Tropski cikloni (v. čl. 83) imaju takođe svoje manje-više ustaljene putanje po kojima se najčešće kreću. Ove putanje su prikazane na slici 88. za celu zemljinu površinu (55). Međutim, događa se u retkim slučajevima da pojedini tropski cikloni imaju putanje koje se veoma razlikuju od ovih pokazanih na slici 88.



Slika 88. Ustaljene putanje tropskih ciklona u toku godine.

Kao što se na slici 88. vidi neke putanje su duže a neke kraće, ali kod svih putanja je početak u ekvatorskoj oblasti, između 6 i 10° severne ili južne geografske širine. Nijedna putanja nema početak iznad samog ekvatora. To znači da je početak stvaranja tropskih ciklona u blizini ekvatora ali nikada nije iznad samog ekvatora. Oni se obično stvaraju i kreću preko okeanskih površina i retko kada prodiru dublje u unutrašnjost kopna. Pri svome kretanju tropski cikloni imaju malu brzinu, u početku od 9 do 28 km/čas, a kasnije mogu dostići brzinu i oko 50 km/čas. Kao što se i iz samih putanja vidi, ovi cikloni se prvo kreću od istoka prema zapadu, i zatim na severnoj polulopti skreću nadesno prema severu i severoistoku, a na južnoj polulopti skreću nalevo prema jugu i jugoistoku. Prema tome, putanje tropskih ciklona obično imaju oblik parabole.

88. PUTANJE ANTICIKLONA

Središta anticiklona se premeštaju slično kao depresija, samo što je kretanje anticiklona sporije i nepravilnije nego depresija. Sem toga, pravac kretanja anticiklona se može teže ustanoviti nego kod depresija, jer je položaj središta anticiklona često ne samo neodređen nego može istodobno postojati i više centara.

Anticikloni nad Evropom kreću se u svim pravcima, ali najčešće prema istoku i jugoistoku. Na ta dva pravca dolazi 67% od svih pravaca njihovog unaprednog kretanja. Prosečni pravac je istok-jugoistok. Zimi se anticikloni kreću nešto malo južnije, a leti dosta severnije; tada je prosečni pravac prema istok-severoistoku. Zimi se, međutim, najčešće kreću u onom pravcu u kome se temperatura najviše snižava. Pored toga, najveći broj evropskih anticiklona razvija se nad samim kontinentom; to su tzv. termički anticikloni.

89. LOKALNI VAZDUŠNI VRTLOZI

U lokalne vazdušne vrtloge spadaju: vihori, trube ili pijavice.

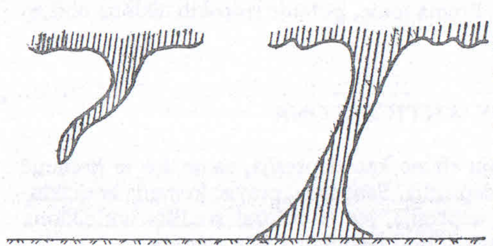
1. Vihori. — Kada u atmosferi vlada labilno stanje ravnoteže, koje je uglavnom nastalo usled lokalnih termičkih uslova, tada iznad dotičnog mesta mogu nastati vihori, tj. vrtložna strujanja vazduha. Ovakva vrtložna strujanja vazduha vrše se oko vertikalne osovine, slično kao u depresijama ili ciklonima samo u mnogo manjim razmerama.

Takvi su vihori peska ili peščane oluje u pustinjama iznad zagrejane podloge, ili vihori prašine u našim predelima. U Sahari, npr., na površini od 10 km² takvi vihori ponekad se pojave po 100 puta na dan. Prečnik ovakvih vihora može biti od 1 do 100 metara, a visina do koje se oseća njihovo dejstvo je oko 1 km, dok im je brzina unaprednog kretanja 20 do 30 km/čas (29). Vazduh, koji se vrtložno kreće u ovim vihorima, se istovremeno uzdiže uvis, tako da strujne linije imaju spiralni oblik. Ovo se najbolje vidi po prašini, lišću i drugim lakim predmetima koje vazdušne struje podižu sa zemlje i uvlače u unutrašnjost vihora.

2. Trube ili pijavice. — Često se u višim slojevima atmosfere na srednjoj visini oblaka obrazuju izvandredno žestoki vrtlozi. Oni se spuštaju prema zemlji u vidu podužeg, često vijugavog creva, koje je gore i dole levkasto prošireno, i tako čine vidljivi stub između oblaka i zemlje. Često se oblik vrtložnog creva može uporediti sa slonovom surlom. Ovakve vazdušne tvorevine zovu se trube ako se pojave nad kopnom, a pijavice ako se obrazuju iznad mora.

Ovakve pojave u Sjedinjenim Američkim Državama iznad kopna nazivaju se *tornedi* (29).

Može se u nekim slučajevima desiti da se vrtlozi obrazuju blizu morske obale i da se kreću sa mora na kopno, ili obratno. Tada se ista tvorevina zove truba, ako se nalazi iznad kopna ili pijavica kada pređe i nalazi se iznad mora. Prečnik trube je oko 100 — 200 metara, a prečnik pijavice je oko 10 metara. Tornedo u Americi može imati veći prečnik od trube u Evropi. Postanak trube ili pijavice vidi se na slici 89.



Slika 89. Postanak trube ili pijavice (29).

Kao što se na slici 89. vidi, trube ili pijavice čine vezu između oblaka i zemljine površine. Njihova proširenja na vrhu kod oblaka i na dnu kod zemljine površine nastaju usled toga što vrtložna struja uvlači u vrtlog delove oblaka odozgo i pra šinu ili vodu (najčešće morsku penu) odozdo. Osim toga, pri naglom opadanju vazdušnog pritiska u unutrašnjosti vrtloga izvrši se kondenzacija vodene pare.

Vrtlozi se kreću napred zajedno sa kretanjem oblaka obično brzinom 30 — 40 km/čas. Vreme trajanja jedne trube može biti od desetak minuta do nekoliko časova, a pijavice samo nekoliko minuta. U trubama iznad kopna brzina vetra može biti 50 — 100 m/s, te zato ovakvi vrtlozi ruše laka postrojenja i mogu preneti na veća rastojanja ljude i životinje, zatim mogu polomiti ili počupati drveće iz korena (29).

Pri nailasku truba na građevine događa se da je vazdušni pritisak u unutrašnjosti građevine dosta viši nego spolja, pa zato dolazi do rušenja građevina: sa građevina sleću krovovi, izleću ramovi sa prozorskim oknima i ruše se zidovi. Ovo naročito važi za torneda u Americi. Pijavice imaju mnogo manje rušilačko dejstvo nego trube, odnosno tornedi. Trube su obično praćene još i jakim pljuskovima kiše ili grada, dok je kod pijavica ovo dosta retko.

Trube se u Evropi javljaju srazmerno retko i to u toku toplog i žarkog leta u popodnevnim časovima, kada se iznad kontinenta nalaze maritimne tropske vazdušne mase, u kojima je veliki vertikalni termički gradijent. Međutim, u srednjem delu Sjedinjenih Američkih Država tornedi su veoma česti i imaju isključivo rušilačko dejstvo. Čestina pojava torneda u Americi je u pojedinim oblastima oko 200 slučajeva u toku godine, a u pojedinim godinama može biti i preko 800 slučajeva. Intenzitet ovih torneda je različit ali su im prečnik i brzina vetra (preko 125 m/s) dosta veći nego u trubama u Evropi. Od njihovog rušilačkog dejstva nastrada u toku godine oko 200 ljudi u proseku, ali je bilo godina (18. III 1925) kada je za jedan dan nastradalo od torneda oko 700 ljudi (29).

Češće javljanje i jači intenzitet torneda u Americi nego truba u Evropi tumači se na taj način što leti u južni deo Severne Amerike dolazi veoma topao, vlažan i labilan vazduh od Meksičkog zaliva, koji je veoma pogodan za obrazovanje torneda. U Evropi su takvi uslovi veoma retki. Trube i tornedi su ponekad osmotreni u blizini vazdušnih frontova hladnih ili toplih, no ponekad su osmotreni i na većem odstojanju od vazdušnih frontova.

90. ATMOSFERSKE NEPOGODE

Nepogodama se nazivaju one pojave u atmosferi pri kojima je kondenzacija vodene pare, stvaranje nimbostratusa i kumulonimbusa, i lučenje padavina iz ovih, u neposrednoj vezi sa vidljivim i čujnim električnim pražnjenjem u atmosferi. Pojava munje i groma, ponekad samo munje, po svojoj suštini pripada pojmu nepogode ili nevremena. Veliki električni naponi u kumulonimbusu, koji dovode do jakih pražnjenja u vidu munja, nesumljivo su posledica kondenzacije vodene pare ili njenih proizvoda. Atmosferske nepogode mogu se podeliti na toplotne (termičke) i frontalne.

1. Toplotne nepogode. — Ove nepogode nastaju usled pregrejanosti prizemnih vazdušnih masa nad površinom kopna u toplim letnjim danima, te su one posledica dnevnog temperaturnog toka. Uzrok njihovog stvaranja su poremećaji u vertikalnoj ravnoteži temperature vadzuha. Kod toplotnih nepogoda je svojstvena labilnost u višim vazdušnim slojevima, koja se pokazuje u velikim vertikalnim termičkim gradijentima, dok je slojevitost stabilnija u nižim slojevima u prizemlju.

Za stvaranje ovakvih nepogoda potrebno je anticiklonsko vremensko stanje, pri kome su horizontalni gradijenti vazdušnog pritiska veoma mali, pa su, prema tome, i vetrovi slabi. To se u stvari obično događa u letnjim anticiklonima o kojima je bilo reči u članu 85. pod b. Pri dugotrajnom vedrom i sunčanom vremenu nastanu veoma povoljni uslovi da se prizemni vazduh neobično jako zegreje, čime je omogućeno izvanredno intenzivno uzlazno kretanje vazdušnih masa. Kada se atmosfera nalazi u ovakvom stanju, stalno priticanje veoma vlažnog vazduha s okolnih mora ili vlažnog zemljišta daje uzlaznoj struji mogućnost da se vodena para kondenzuje ili sublimira u ogromnom broju kišnih kapljica ili ledenih kristala, a to je preduslov za obrazovanje krupnih zrna grada. Pri kondenzaciji i sublimaciji se, međutim, oslobađa znatna količina toplotne energije, a ova — sa svoje strane — daje atmosferi često eksplozivnu silu.

Kako su toplotne nepogode obično lokalne prirode, to one nemaju za posledicu promenu u vladajućem vremenskom stanju. Čim se kod toplotne nepogode izravna vertikalna labilnost viših vazdušnih slojeva, tada se odmah uspostavi ranije tiho i lepo vreme, kao što je bilo pre dotične nepogode. Toplotne nepogode su skoro svakodnevna pojava na planinskim ostrvima u tropskom pojasu.

2. Frontalne nepogode. — U ove nepogode spadaju one koje nastaju na hladnom frontu (naročito II reda) pri prolazu neke duboke depresije. One se stoga zovu i vrtložne nepogode. Velika labilnost atmosfere, sa dovoljnom sadržinom vodene pare, predstavlja i ovde potrebne uslove za razvitak nepogoda, ako hladna vazdušna masa podilazi ispod tople vazdušne mase u vidu klina, i prisiljava toplu na uzlazno kretanje. Labilnost je naročito povećana ako se hladna i topla vazdušna struja, sa obe strane fronta, znatno razlikuju u temperaturi, i ako su im pravci kretanja jako nagnuti jedan prema drugom. Frontalne nepogode su u popodnevim časovima na kopnu pojačane i zagrejanim vazduhom iznad zemljine površine. Ove nepogode sastoje se iz žestokih udara vetra, jakih pljuskova kiše, grada ili snega. Po prelasku jedne frontalne nepogode preko nekog mesta vazdušni pritisak naglo poraste a temperatura vazduha opadne.

Frontalnih nepogoda ima, pri labilnom atmosferskom stanju, i na toplom vazdušnom frontu, ali one nisu nikad toliko jake i česte, kao što je slučaj na hladnom vazdušnom frontu. Uzrok je u tome što je usklizavanje zagrejanog vazduha na toplom frontu slabije mada je vazduh u toplom sektoru tropskog porekla i raspolaže sa dovoljnom potencijalnom energijom za konvektivno dejstvo. Ovaj tip nepogoda često

se pojavi iznenadno, tj. kada uzlazni topli vazduh postane prezasićen vodenom parom i kondenzovani ili sublimirani proizvodi se izluče iz oblaka nevremena.

Frontalne nepogode se, nasuprot termičkim, odlikuju time što su prilično nezavisne od dnevnih i godišnjih promena temperautre, što su više regionalne pojave, što najčešće imaju veću brzinu unapređnog kretanja i što ih gotovo nikad nema u tropskom pojasu. Ove nepogode su mnogo rasprostranjenije od toplotnih i gotovo uvek prouzrokuju preokret vremena. Zimske nepogode u Srednjoj Evropi, a skoro sve nepogode na okeanima, pripadaju ovoj vrsti nepogoda. Naročito česte su ove pojave na ivicama depresija, gde se razvija tzv. žleb niskog vazdušnog pritiska.

Frontalne nepogode nastaju u letnjoj polovini godine poglavito na južnoj ili jugoistočnoj ivici vazdušnih depresija, dok se u zimskoj polovini godine obrazuju obično na zapadnom kvadrantu depresije.

91. ELEKTRIČNA PRAŽNJENJA U ATMOSFERI

Vrlo jaka konvektivna kretanja vazduha u kumulonibusima uzrok su što se u raznim delovima ovih oblaka nagomilava pozitivan i negativan elektricitet. To stalno nagomilavanje dovešće, u određenom trenutku, do toga da nastane pražnjenje elektriciteta. Izvanredno naglo kretanje elektriciteta kroz vazduh izaziva u njemu vrlo veliko zagrevanje i učini ga vidljivim, kao kod električne varnice. Ta vidljiva pojava električnog pražnjenja zove se munja. U prirodi se, stvarno, pražnjenja dešavaju i između oblaka i zemljine površine (odstojanje oko 2 km) ili između dva oblaka (odstojanje oko 10 do 15 km). Energija pražnjenja munje iznosi, po Č. T. P. Vilsonu, oko $1{,}6 \times 10^{10}$ džula. Bruce i Gold su 1941. godine utvrdili da je potrebni napon za pražnjenje munje znatno manji nego što se ranije uzimalo, 5×10^7 volta, dok energija koju sobom prenosi iznosi oko $9 \cdot 10^8$ džula. Toliko velika energija daje manju mogućnost za veoma znatno mehaničko ili termičko dejstvo: rastapanje metala, magnetisanje gvozdenih poluga, paljenje sagorljive materija, ubijanje ljudi i životinja, itd. Trajanja i broj pojedinih pražnjenja su gotovo isti svugde na zemljinoj površini. Međutim, izgleda da su docnija pražnjenja slabija od prvih. Najzad, negativne munje prema zemljinoj površini su češće od pozitivnih munja, ali je srazmera između njih znatno veća u tropima nego u umerenim širinama.

Uzastopni svetlosni zraci munje, prolazeći kroz vazduh, stvaraju od njega konduktora, provodnika elektriciteta. Munja, pri tome, krči sama sebi put. Pravac munje često izgleda veoma neodređen, jer munja skače i prelazi od jednog konduktora na drugi, birajući sebi put sa najmanjim otporom. Fotografsko snimanje munje pokazuje najčešće mnogobrojna razgranjavanja, koja se odvajaju od glavnog zraka, slično kao pritoka od neke velike reke.

Jako zagrevanje vazduha na putanji munje prouzrokuje u njemu vrlo naglo širenje, skoro sa eksplozivnom žestinom. To su zvučni zraci koji se kreću u svim pravcima i čuju se kao grom. Naravno, kako se svetlost kreće izvanredno brzo, a zvuk nesravnjeno sporije, to prođe uvek neko vreme između viđenja munje i čuvenja groma. Ali gromom je označen samo trenutni zvuk, dok je ovaj obično dugotrajniji, a to se naziva grmljavina ili grmljava. Ta veća dugotrajnost može se objasniti činjenicom što munja ima uvek znatnu dužinu, te zvuk sa njenih raznih delova ne dospe istovremeno do našeg čula sluha nego traje nekoliko sekundi. Grom se oseti, čulno, oko 20 do 30 sekundi posle munje, što bi odgovaralo odstojanju od 7 ili 10 km. Jačina zvuka se znatno pojača, ako zemljinu površinu pokriva sloj hlad-

nog vazduha, npr. pri prolazu glavne nepogode, pa je tada mnogo jača i grmljavina. Pri grmljavini se prvo čuju zvuci do 40 vibracija ili treptaja u sekundi, dakle, kao zvuk kontra C, ili još dublji, a manje oni od 40 do 75 vibracija u sekundi. Grmljavina je obično potmula; čuje se kao neka tutnjava, treskanje ili roljanje.

Kao sevanje ili sijavice označuje se svetlost munja sa udaljenih oblaka nepogode, kod kojih gromovi nisu više čujni. Kumulonibusi mogu biti, pri tome, nevidljivi, bilo da su još ispod horizonta ili da su na znatnom odstojanju od posmatrača, a sevanje se ipak opaža dosta dugo.

DRUGI DEO

XI

92. MERENJE INTENZITETA SUNČEVOG ZRAČENJA

Za merenje intenziteta sunčevog zračenja upotrebljavaju se takvi instrumenti sa kojima se u najviše slučajeva meri toplotni efekat ozračenog uređaja na dotičnom instrumentu. Ovaj toplotni efekat određuje se na osnovu veličine ili brzine povišenja temperature pomenutog ozračenog uređaja, pri čemu se mora uzeti u obzir provodljivost toplote između spoljašnjeg omotača instrumenta i okolnog vazduha.

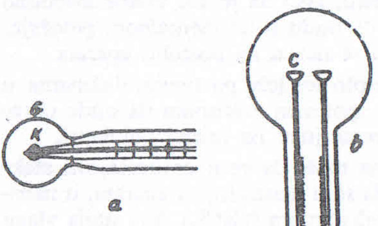
Postoje uglavnom dve vrste instrumenata za merenje intenziteta zračenja uopšte, i to su: aktinometri i pirheliometri. Pomoću aktinometra dobijaju se relativne veličine intenziteta, tj. u podeocima skale na termometru. Da bi se relativne vrednosti, izmerene pomoću aktinometra, prevele u apsolutne vrednosti Wm^{-2}, mora se prethodno za svaki takav instrumenat naći izvestan koeficijenat sa kojim se pomnože relativne vrednosti i tako dobiju apsolutne vrednosti za intenzitet zračenja. Ovaj koeficijenat određuje se posebno uporednim merenjima pomoću pirheliometra i aktinometra. Međutim, pomoću pirheliometra određuje se intenzitet zračenja u apsolutnim jedinicama, tj. obično u Wm^{-2} na ravnoj horizontalnoj površini.

1. Aktinometar Arago-Devy. — Kao najjednostavniji instrumenat za merenje intenziteta zračenja služi aktinometar Arago-Devy. Pomoću ovog aktinometra meri se ukupni intenzitet: direktnog sunčevog zračenja, difuznog atmosferskog zračenja i kratkotalasnog refekletovanog zračenja sa zemljine površine i ostalih predmeta u blizini aktinometra.

Ovaj aktinometar se sastoji iz dva sasvim jednaka termometra. Rezervoar sa živom jednog termometra je pocrnjen, dok je rezervoar drugog termometra svetle boje. Svaki termometar je smešten još u jednu zaštitnu staklenu cev, sa staklenom kuglom (G) na donjem kraju prečnika 4 cm u kojoj se nalazi rezervoar sa živom termometra (slika 90). U zaštitnoj staklenoj cevi i staklenoj kugli je veoma razređen vazduh, da bi se termometri zaštitili od uticaja toplote okolnog vazduha, koja bi putem provođenja mogla da utiče na promenu temperature na termometrima. Spoljašnja staklena kugla (G) štiti živin rezervoar (K) od dugotalasnog zračenja, kako sa zemljine površine tako i protivzračenja iz atmosfere, pošto staklo ne propušta dugotalasne zrake.

Oba termometra se postave jedan pored drugog u horizontalnom položaju pravac sever-jug, tako da im rezervoari sa živom budu prema jugu. Prema tome,

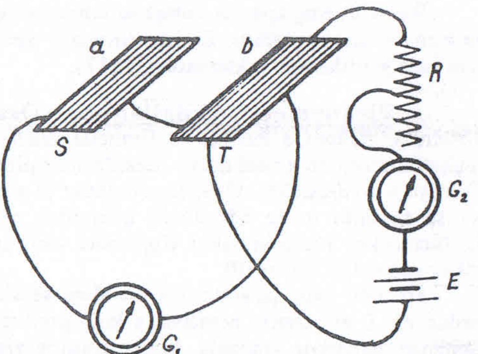
oba termometra se izlože istom sunčevom i atmosferskom zračenju, kao i reflektovanom zračenju sa zemljine površine. Oba rezervoara sa živom (i pocrnjeni i sjajni) primaju toplotu od insolacije, a gube je usled radijacije. Po isteku izvesnog vremena uspostavlja se izvesno stacionarno stanje, pri kojem je primanje toplote ravno gubljenju toplote. Termometar sa crnim rezervoarom za vreme insolacije, zbog jače apsorpcije, pokazuje višu vrednost od termometra sa sjajnim rezervoarom žive. Razlika temperature između ova dva termometra približno je proporcionalna intenzitetu zračenja, odnosno sumi od napred navedena tri zračenja. Kada se ova razlika temperature pomnoži određenim koeficijentom dobije se intenzitet zračenja u apsolutnim jedinicama (Wm^{-2})



Slika 90. Aktinometri: a-od Arago-Devy, b-od Kalitina.

Kako je rezervoar sa živom jednog termometra pocrnjen a drugog nije, to reflektovano zračenje od zemljine površine različito utiče na oba termometra. Ovo prouzrokuje i drugačiju temperaturnu razliku između oba termometra. Međutim, pošto je ovde važno da se izmeri intenzitet direktnog sunčevog zračenja i difuznog zračenja ali sa nebeskog svoda, to je korisno da se uticaj reflektovanog zračenja sa zemljine površine odstrani. On bi se odstranio sam po sebi kada bi taj uticaj bio isti na oba termometra.

Da bi se odstranio uticaj reflektovanog zračenja sa zemljine površine, N. N. Kalitin je znatno usavršio aktinometar Arago-Devy. Prema njemu, termometri imaju poluloptaste rezervoare sa živom. Rezervoar jednog termometra je pocrnjen ali ne sav nego samo njegova gornja površina C, kao što se vidi na slici 90. pod b. Kako se oba termometra postavljaju vertikalno sa rezervoarima uvis, gde se pocrnjeni deo nalazi odozgo, to je uticaj reflektovanog zračenja sa zemljine površine isti na oba termometra.



Slika 91. Shema pirheliometra od K. Angströma

Koeficijenat, sa kojim se množi razlika temperature između oba termometra, obično se dobija iz fabrike prilikom nabavke aktinometara. Ali ovaj koeficijenat se može odrediti i na svakoj meteorološkoj opservatoriji gde postoje standardni instrumenti za merenje intenziteta zračenja u apsolutnim jedinicama.

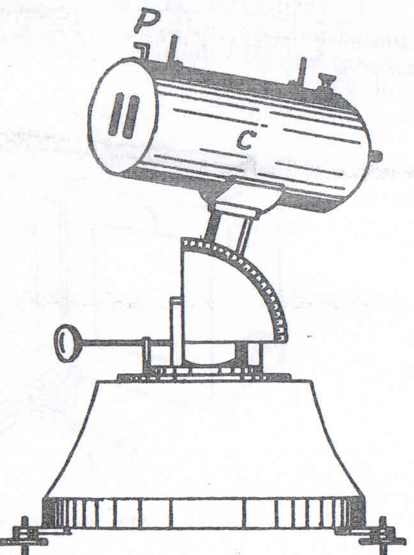
2) Pirheliometar od K. Ångströma. — Godine 1893. izradio je K. Ångström tzv. kompenzacioni pirheliometar, koji još i danas važi kao dobar standardni instrumenat za merenje intenziteta globalnog sunčevog zračenja.

Prijemnik ovog instrumenta sastoji se iz dve tanke potpuno iste pložice (S i T) od manganina, veličine $0{,}01 \times 2 \times 20$ mm^3 (slika 91) koje se nalaze na bliskom odstojanju jedna od druge. Ove pločice su sa jedne strane pocrnjene. Temperaturna razlika ovih pločica određuje se pomoću spoja jednog termoelementa (a i b) koji je pričvršćen sa zadnjih strana pločica, i u čije je kolo vezan jedan osetljivi galvanometar (G_1).

Sem toga, pločica T je vezana u drugo kolo koje dobija električnu energiju iz akumulatora (E). U ovom drugom električnom kolu nalazi se takođe osetljivi galvanometar (G_2) i reostat (R) za regulisanje otpora u električnom kolu, odnosno za regulisanje jačine električne struje (i).

Pomoću naročitog uređaja može se naizmenično jedna od pločica izložiti dejstvu sunčevih zrakova, a druga držati u senci, tj. zaklonjena od sunca. Za vreme dok se pločica *S* zagreva sunčevim zracima pločica *T* se zagreva pomoću električne struje iz akumulatora (*E*). Pomoću reostata (*R*) podešava se jačina električne struje u električnom kolu dotle dok galvanometar (G_1) u termoelektričnom kolu (G_1baG_1) ne pokazuje nikakvo skretanje, tj. kazaljka ovog galvanometra stane na nulti podeljak. U takvom slučaju pločice *S* i *T* imaju iste temperature. Znači, zagrevanje pločice *S* sunčevim zracima je ravno zagravanju pločice *T* pomoću električne struje.

Obadve pločice nalaze se jedna pored druge u metalnoj cevi (*C*) prečnika 50 mm i dužine 150 mm, koja se može okretati kako u azimutalnom pravcu tako i u visinskom smeru. Spoljni izgled ovog aparata vidi se na slici 92.



Slika 92. Spoljni izgled pirheliometra od K. Ångströma.

Na prednjoj strani cevi *C* ima dva otvora u vidu proreza koji se nalaze tačno ispred obe pločice. Pomoću obrtnog zaštitnika (*P*) koji se nalazi između ovih proreza, može se svaki od proreza pokriti, tj. zatvoriti. Galvanometar G_1 ima osetljivost od 1×10^{-5} ampera, pri malom unutrašnjem otporu. Za merenje električne struje iz akumulatora (*E*) do jačine od oko 0,3 ampera služi precizni ampermetar.

Pri merenju intenziteta globalnog zračenja u apsolutnim jedinicama postupa se na sledeći način:

— Prednji deo cevi (*C*) upravi se prema suncu, a obrtni zaštitnik (*P*) okrene se uvis. Obe pločice biće otkrivene i izložene sunčevim zracima usled čega će se ravnomerno zagrevati. Za ovo vreme struja u električnom kolu (EG_2RbTE) je isključena.

— Pokretnim zaštitnikom (*P*) zakloni se (pokrije) pločica *T*, a, po mogućstvu, istovremeno se spoji kolo električne struje (EG_2RbTE) pomoću naročitog uređaja.

— Podesi se kompenzaciona struja pomoću reostata (*R*) tako da kazaljka na galvanometru G_1 stoji na nultom podeljku.

— Pročita se stanje na preciznom ampermetru G_2.

— Pokretni zaštitnik se prebaci, te pokrije drugu pločicu S, a u isto vreme, pomoću naročitog uređaja, uključi se u kolo električne struje, dok se pločica *T* isključi iz kola, i ona je sada izložena sunčevim zracima.

— Opet se podesi električna struja da galvanometar G_1 ne pokazuje skretanje i pročita se vrednost na ampermetru G_2.

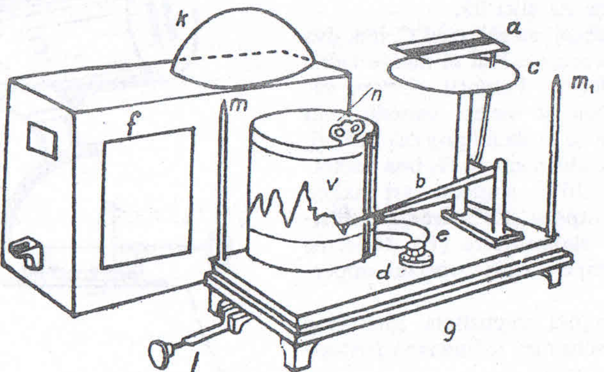
Intenzitet globalnog zračenja (J) izračunava se na osnovu zakona Joule-Lenza, odnosno na osnovu jednačine koja ima oblik:

$$J = i^2\,\Omega\,\frac{9992{,}5}{f}\ \mathrm{Wm^{-2}}$$

u kojoj je i — srednja jačina električne struje u amperima, što je pročitano na ampermetru G_2, a Ω-predstavlja otpor u omima pločica T i S, i najzad f — predstavlja površinu ovih pločica.

Veličina $\Omega\,\frac{9992{,}5}{f} = K$ predstavlja instrumentalnu konstantu, koja se određuje pojedinačnim merenjima i upoređenjem pojedinih instrumenata sa nekim standardnim instrumentom.

3. Aktinograf od Robitzscha. — Pomoću ovog instrumenta takođe se određuje intenzitet globalnog sunčevog zračenja, tj. određuje se zbir direktnog sunčevog zračenja i difuznog nebeskog zračenja. Instrumenat je predstavljen na slici 93.



Slika 93. Aktinograf od Robitzscha.

Ovaj aktinograf ima kao elemenat za primanje zrakova tri bimetalne pločice (a) površine 1,5 × 8,5 cm² od kojih su dve bele a jedna crna. One su postavljene horizontalno i to, kao što se vidi na slici, crna pločica je u sredini. Ove pločice su među sobom tako povezane da je instrumenat nezavisan od temperature vazduha koji ga opkoljava. On reaguje samo pri povišenju temperature proizvedene neposrednim zracima koji padaju odozgo na bimetalne pločice. Crna pločica apsorbuje celokupno zračenje koje na nju pada, dok bele pločice veliki deo zračenja reflektuju nazad u atmosferu. Usled toga se crna pločica više zagreva od belih, pa se zbog zagrevanja širi više od belih pločica i savija nadole. To izduživanje i savijanje crne pločice prenosi se preko naročitog mehanizma na polugu b. Na kraju ove poluge nalazi se pero koje registruje vrednosti intenziteta zračenja na traci od hartije postavljene na valjku (v). Ispod bimetalnih pločica nalazi se metalna okrugla bela obojena ploča (c), koja štiti prenosni mehanizam od direktnog zračenja, tj. od zagrevanja. Bimetalne pločice nalaze se pod staklenom kalotom (*K*) prečnika 12 cm, koja ih štiti od kiše, snega, vetra, a takođe i od tamnog dugotalasnog protivzračenja atmosfere, jer dugotalasni zraci ne mogu da prolaze kroz staklo.

U valjku aktinografa (*V*) nalazi se satni mehaizam, koji može biti sa jednodnevnim, četvorodnevnim i sedmodnevnim obrtnim hodom.

Aktinograf se postavlja na otvorenom mestu, tako da je sve vreme slobodno izložen suncu i nebu. Bimetalne pločice treba da budu u horizontalnom položaju. Ovo se postiže pomoću naročite libele (*d*) koja se nalazi na postolju aparata.

Aktinograf se orijentiše tako da bimetalne pločice leže po svojim dužinama u pravcu zapad-istok, a stakleno prozorče (*f*) na spoljnom zaštitniku da bude okrenuto prema severu na severnoj polulopti, a prema jugu na južnoj polulopti.

Pri naglom opadanju temperature vazduha može da se u unutrašnjosti staklene kalote (*K*) uhvati rosa. Ovo se otklanja kada se u unutrašnjost aparata, u naročito udubljeno ležište (*e*), stavi čašica sa hlor-kalcijumom ($CaCl_2$), koji upija vlagu iz vazduha u unutrašnjosti aparata i tako sprečava stvaranje rose. Ako bi se rosa na staklenoj kaloti nahvatala, onda bi ona pri jutarnjem padanju sunčevih zraka na kalotu vršila prelamanje i reflektovanje izvesnih zrakova, tako da oni ne bi u svojoj potpunoj jačini padali na bimetalne pločice.

Naročita traka od hartije sa podeljcima postavlja se na valjak u početku sedmice, tj. u ponedeljak i to po zalasku sunca, kod aparata sa sedmodnevnim obrtnim hodom. Ukoliko se može duže čekati po sunčevom zalasku utoliko je bolje, ali obično se traka menja između 19 i 20 časova po lokalnom vremenu.

Pomoću ovog aparata dobija se intenzitet globalnog zračenja u $\mathrm{Wm^{-2}}$, a odnosi se na horizontalnu površinu. Za izračunavanje vrednosti intenziteta zračenja postoji uputstvo koje je prikazano u klimatologiji (17).

4. Piranometar od Bellanija. — Ovaj instrumenat je konstruisao italijanski stručnjak *Bellani*, a kasnije je Francuz *Henry* poboljšao njegove izvesne osobine. Takav instrumenat nosi naziv „destilacioni piranometar od Bellanija" i izrađuje se u Davosu u Švajcarskoj. Ovaj instrumenat je veoma koristan za bioklimatske potrebe, jer se sa njim može određivati intenzitet zračenja u raznim biljnim sastojinama. U Nemačkoj Demokratskoj Republici ovaj instrumenat je nešto izmenjen i kao takav se upotrebljava (10).

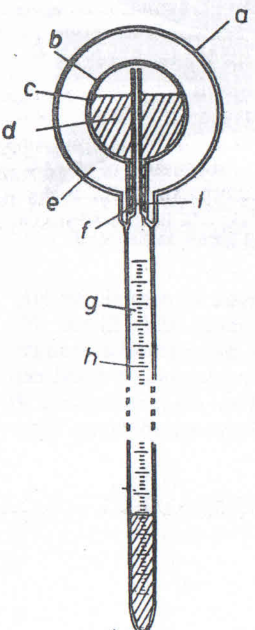
Pomoću ovog piranometra određuje se ukupno zračenje u toku jednog dana koje padne na 1 m² sterne površine, a koje predstavlja zbir: direktnog sunčevog zračenja, difuznog nebeskog zračenja, kratkotalasnog zračenja koje je reflektovano sa okoline (zemljine površine, biljaka, itd.).

Piranometar od Bellanija (56) se sastoji iz dve koncentrične staklene lopte (slika 94), od kojih spoljašnja (*a*) ima prečnik 80 mm, a unutrašnja (*b*) oko 50 mm.

Unutrašnja lopta (*b*) prevučena je metalnim omotačem (*c*) i napunjena metilalkoholom (*d*). Prostor između obeju staklenih lopti (*e*) je bezvazdušan, da bi se alkohol zaštitio od prenošenja toplote iz vazduha koji opkoljava staklenu loptu. Na unutrašnju staklenu loptu nadovezuje se kratka staklena cev (*f*) koja se dole produžava u jednu širu cev (*g*), koja je dugačka oko 50 cm i koja ima graduisanu podelu (*h*) u cm i mm, od 0 do 37 cm. Staklena cev (*g*) se produžava na gornjem delu jednom užom staklenom cevčicom (*i*) koja prolazi kroz spoljašnju loptu i ulazi u unutrašnju loptu do iznad alkohola. Graduisana cev (*g*) je sa donje strane zatvorena i ima oblik konusa.

Princip rada. — Sunčevi zraci padaju na spoljašnju staklenu loptu (*a*) i prolaze kroz nju, pa zatim padaju na metalni omotač (*c*) unutrašnje staklene cevi

gde bivaju apsorbovani. Usled toga se unutrašnja staklena lopta i alkohol u njoj zagreju. Alkohol tada isparava i njegova para se kroz uzanu cev (*i*) spušta u staklenu cev (*g*), gde se pri dnu cevi ponovo kondenzuje i ispunjava ovu cev. Na skali (*h*) čita se visina stuba predestilovanog alkohola u toku jednog dana, i ta visina pomnoži se sa jednim koeficijentom, koji se dobije za svaki instrumenat prilikom baždarenja. Ovako dobiveni proizvod predstavlja sumu zračne, odnosno toplotne energije u džulima koja je pala u toku jednog dana na 1 m^2 sferne površine.



Slika 94. Piranometar od Bellanija.

Postavljanje instrumenta. — Instrumenat se postavlja na što otvorenijem mestu, gde je od izlaska do zalaska sunca izložen sunčevom zračenju. Ako se pomoću ovog instrumenta vrši merenje intenziteta zračenja u nekim biljkama ili biljnim sastojinama, onda se instrumenat postavlja prema specifičnim uslovima, za dotičnu biljku ili sastojinu.

Inače postavljanje samog instrumenta vidi se na slici 95.

Visina stuba na koji se pričvršćuje instrumenat, pri normalnom postavljanju, iznosi 1,15 m iznad zemljine površine. Staklena cev sa skalom treba da stoji vertikalno, a gornji deo skale treba da bude oko 1,65 m visine. Tehnika postavljanja je takva, da je moguće instrumenat okrenuti oko horizontalne osovine, a da se on ne vadi iz svog ležišta.

Z

Slika 95. Postavljanje piranometra od Bellanija.

Održavanje instrumenta. — Staklenu loptu (a, sl. 94) treba održavati u što čistijem stanju. Ovo se postiže brisanjem mekom flanelskom krpom ili jelenskom kožom. Brisanje se vrši svako veće pri čitanju vrednosti na njemu. Sem toga, instrumenat treba obići svako jutro, i to pre izlaska sunca, i pregledati da li se na njemu nije natložila rosa, inje ili ledena kora. Ako na njemu ima pomenutih naslaga, onda instrumenat treba prebrisati suvom krpom ako je rosa, a krpom natopljenom čistim alkoholom ako je inje ili poledica. Pri ovom brisanju ne sme se jako pritiskati, da se staklena lopta ne bi razbila.

Posle padanja kiše ili snega instrumenat treba obići i sa staklene lopte suvom krpom ukloniti zaostale kapljice kiše ili pahuljice snega.

Postupak pri merenju. — Čitanje visine alkoholnog stuba u staklenoj cevi vrši se od 16. X do 28. II jedanput dnevno, i to uveče posle zalaska sunca.

U vremenu od 1. III do 15. X čitanje se vrši dva puta dnevno pri vedrom vremenu, a jedanput dnevno pri oblačnom vremenu. Ako se čitanje vrši dva puta dnevno, onda se jedno vrši oko podne a drugo uveče posle zalaska sunca. Čitanje dva puta dnevno potrebno je zato što je kapacitet staklene lopte dosta mali, te u danima sa jakim sunčevim zračenjem ispari do 13 časova skoro sva količina alkohola. Ali treba strogo voditi računa o tome da se dvaput dnevno čita samo kada je potrebno, tj. pri veoma vedrom i toplom vremenu. Ovo se preporučuje zato, što se pri svakom čitanju danju u toku samog zračenja unose izvesne greške.

Prilikom čitanja pročita se na skali visina stuba alkohola u cm sa jednom decimalom, tj. u mm. Pri tome se čita visina najnižeg dela meniksa. Zatim se olabavi zavrtanj Z (slika 95) i instrumenat se okrene oko horizontalne osovine, tako da se cev uspravi nagore a staklena lopta nadole. U ovom položaju se instrumenat drži sve dotle dok se alkohol ne vrati iz graduisane cevi u staklenu loptu.

Nešto alkohola treba ipak da ostane u graduisanoj cevi, i to toliko da kad se posle ponovnog okretanja cevi nadole, pri večernjem čitanju, alkohol bude pri dnu cevi između 0 i 2 cm. Pri dnevnom čitanju alkohola može ostati u cevi od 4 do 5 cm. Ako je u cevi ostalo više alkohola nego što je ovde navedeno, instrumenat se ponova okrene još jednom, da bi se višak alkohola vratio iz cevi u loptu. Ako posle vraćanja cevi nadole, alkohol u njoj stoji ispod 0, onda se cev okrene i zadrži kratko vreme pod kosim uglom, tako da bi se malo alkohola iz lopte vratilo u cev.

U podnevnom terminu čitanja i nameštanja instrumenta, ceo postupak se mora izvoditi što brže, kako bi se napravio što manji prekid u osunčavanju staklene lopte, a time i što manja greška u dnevnoj sumi intenziteta zračenja. Da alkohol ne bi isparavao pri samom čitanju i nameštanju instrumenta u podnevnim časovima staklenu loptu za ovo vreme treba zaštititi od sunčevog zračenja. To se postiže nekom belom krpom ili vatom.

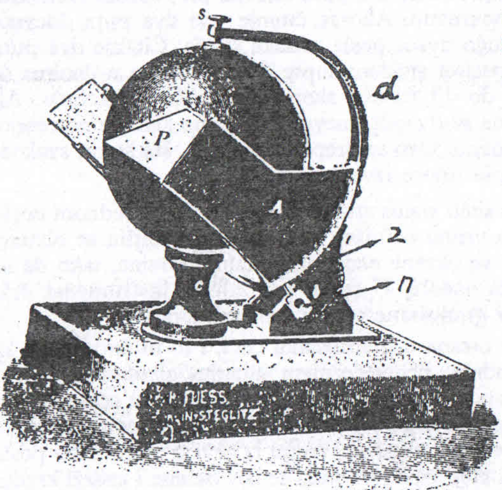
Posle čitanja i vraćanja instrumenta u normalni položaj zavrtanj Z treba zategnuti i tako ponova učvrstiti instrumenat, kao što se vidi na slici 95. Zatim treba sačekati 2 — 5 minuta da bi se sav alkohol, koji se zadržao na zidovima cevi, slio u dno cevi. Onda se pročita visina alkohola pri dnu cevi sa tačnošću jedne decimale. Ta vrednost se upiše u dnevnik osmatranja, i to je početna vrednost za sledeće čitanje. Prema tome, stvarna visina predestilisanog alkohola u graduisanoj cevi u toku dana (ili leti u toku poludana) biće razlika između ove visine pročitane vrednosti u dotičnom terminu i visine početne vrednosti, koja je zaostala u dnu cevi pri čitanju u prethodnom terminu.

Ako se ovaj piranometar postavlja negde u vegetaciji (vinogradu, voćnjaku, kukuruzu, itd.), onda treba zabeležiti podatke mesta postavljanja, kao što su: visina od zemljine površine, u krošnji drveta ili u čokotu vinove loze, između redova, itd.

93) MERENJE TRAJANJA SUNČEVA SJAJA

Trajanje sunčeva sjaja, odnosno osunčavanja, određuje se pomoću insolacionih autografa tzv. heliografa. U našoj državi upotrebljava se heliograf od Campbell-Stokesa, koji je predstavljen na slici 96.

Ovaj heliograf sastoji se iz staklene kugle koja je postavljena na držaču (C). Staklena kugla je orijentisana na jug i služi kao sabirno sočivo. Kugla je sa gornje strane pričvršćena zavrtnjem (S). Ona je većim delom opasana metalnom školjkom (A), koja je učvršćena za postolje. Na unutrašnjoj strani školjke urezani su žlebovi



Slika 96. Heliograf od Campbell-Stokesa.

u koje se uvlače trake od hartije (P). Ovi žlebovi se najbolje vide na slici 97, gde ih ima tri para: jedan par služi za najkraće zimske trake, drugi za srednje prolećne trake i treći za najduže letnje trake. Ove trake prikazane su na slici 98.

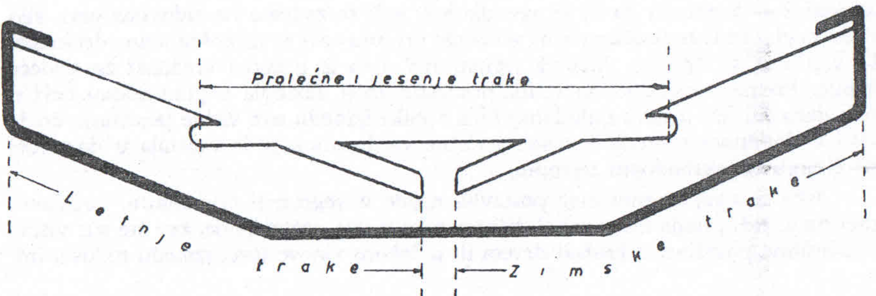
Trake od hartije na slici 98. stavljaju se po sledećem redu u toku godine:

a — zimska najkraća traka; stavlja se u gornji par žlebova, kada je sunčeva podnevna visina najniža, i to od 15. X do 28/29. II,

b — prolećna i jesenja srednja traka; stavlja se u srednji par žlebova, i to od 1. III do 12. IV i od 1. IX do 14. X,

c — letnja najduža traka; stavlja se u najniži i najduži par žlebova, i to od 13. IV do 31. VIII.

Na trakama se nalaze duže i kraće bele crte. Duže crte označavaju cele časove a kraće polučasove. Rimski brojevi na trakama označavaju dotične časove (slika 98). Trake su napravljene od naročite plave hartije, a kada se postave u žlebove, one se



Slika 97. Žlebovi na heliografu u koje se stavljaju trake.

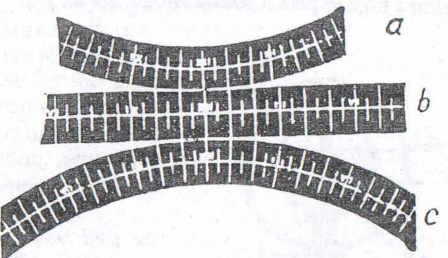
onda nalaze u žiži sabirnog sočiva (tj. staklene kugle na slici 96). Sunčevi zraci, koji su skoro paralelni, pri prolazu kroz staklenu kuglu seku se u žiži, dakle na plavoj traci, i progorevaju je. Iz dužine ovog progorelog traga može se videti koliko je sunce u toku dana sijalo.

Prilikom postavljanja heliografa mora se on, pre svega, postaviti horizontalno i orijentisati tako da mu lučni držač (d, slika 96.) bude okrenut na geografski sever. Za ovu svrhu sever se određuje ili pomoću zvezde severnjače ili pomoću senke viska pri kulminaciji sunca. Kada se, npr., zna da sunce u Beogradu kulminira

u 11 časova i 38 minuta po srednjoevropskom vremenu, onda se u ovaj momenat postavi visak, a pravac senke od kanapa viska predstavljaće pravac geografskog severa.

Pri nameštanju trake u žlebove treba voditi računa da se podeljak XII na traci poklopi sa crtom, koja se nalazi na sredini u unutrašnjosti školjke.

Za učvršćivanje trake služi igla (n) na slici 96, koja se zabode u naročitu rupicu na zadnjoj strani školjke i tako probode traka. Ako je traka pravilno nameštena, onda igla (n) mora da probode traku na podeljku koji predstavlja 14 časova. Na taj način se vrši proveravanje da li je podeljak XII časova na traci tačno namešten na zarez školjke. Na postolju heliografa postoji skala (Z), koja služi za postavljanje školjke (A) na odgovarajuću geografsku širinu.



Slika 98. Trake od hartije za heliograf.

Heliograf treba postaviti na što otvorenijem mestu. Trake se menjaju svakog dana po zalasku sunca, bez obzira da li je sunce dotičnog dana sijalo ili ne. Na skinutu traku treba staviti datum dotičnog dana i mesto meteorološke stanice. Ako padne sneg, tada treba voditi računa da se po njegovom prestanku očisti ceo heliograf od snega. Isto tako, ako se na staklenoj kugli navhata rosa, slana, inje ili poledica, treba istu obrisati mekom krpom, najbolje flanelskom, natopljenom alkoholom ili špiritusom za gorivo.

XII

94. MERENJE TEMPERATURE

Za merenje temperature upotrebljavaju se termometri i termografi. Postoje različiti termometri, kako po načinu izrade tako i po tome za kakve se svrhe upotrebljavaju. Termometri mogu biti sa tečnošću (živa ili alkohol), metalni, odnosno bimetalni termometri, gasni i električni. Galilei je još 1592. godine upotrebio širenje vazduha kao merilo za određivanje temperaturnih promena. Godine 1611. konstruisao je on termometar sa tečnošću (vinovi špiritus).

Živa kao termoelemenat upotrebljena je za termometre prvi put 1659. godine, ali je tek 1724. godine stvarno uvedena u praksu za merenje temperature.

Izvesne osnovne vrednsti je potrebno uzeti kod termometara. Römer je izabrao krajem 17. stoleća tačku ključanja i tačku mržnjenja vode kao osnovne tačke.

Fahrenheit je 1724. godine izradio prvi stvarni termometar sa živom. Kao nultu tačku izabrao je temperaturu mešavine snega i nišadora, dok je kao gornju granicu uzeo temperaturu čovečijeg tela. Na osnovu ovako gradirane temperaturne skale tačka mržnjenja vode leži na 32°, a tačka ključanja na 212°.

Reaumur je 1730. godine uzeo Römerove osnovne tačke — voda se mrzne i voda ključa — i podelio to rastojanje na 80 delova, odnosno stepeni.

Celsius je ovo isto rastojanje podelio na 100 delova, odnosno stepeni. On je tačku mržnjenja bio prvo označio sa 100° a tačku ključanja sa 0°. Kasnije su Linne i Strömer obrnuli ove osnovne tačke, tj. za tačku ključanja vode uzeli su 100°, a za tačku mržnjenja vode uzeli su 0°. Ovo rastojanje podeljeno je na 100 jednakih delova, a jedan takav deo nazvan je stepenom temperature i obeležen sa 1°C. U svima zemljama Evrope i u SSSR-u u upotrebi je Celsiusova skala, dok je u Engleskoj i njenim kolonijama u upotrebi Fahrenheitova skala.

Odnos između ove tri skale najbolje se vidi na slici 99, a za preračunavanje stepena sa jedne skale na drugu služi formula:

$$\frac{F-32}{9}=\frac{C}{5}=\frac{R}{4},$$

u kojoj F, C i R — predstavljaju brojne vrednosti stepeni po Fahrenheitovoj, Celsiusovoj i Reaumurovoj skali. Npr., ako je potrebno da se 95°F pretvori u Celsiusove stepene, onda je postupak sledeći:

$$\frac{95-32}{9}=\frac{C}{5} \text{ ili } \frac{63}{9}=\frac{C}{5} \text{ odnosnn } C=35°.$$

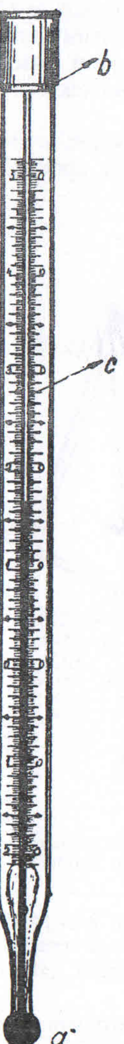
Znači, 95°F ravno je 35°C.

Ako se kod živinog termometra živa uzdigne iznad 0°, onda se to smatra kao pozitivna temperatura. Ispred brojne vrednosti ovakve temperature ne stavlja se znak + već se samo piše njena brojna vrednost; npr., 14,6° ili 23,0°. Ali ako termometar pokazuje negativnu temperaturu, tj. živa u termometru se nalazi ispod 0°, onda se ispred brojne vrednosti temperature stavlja znak — (minus). Tako, npr., —5,4° ili —0,8°, itd.

Ako je potrebno da se prevede —13,0°F u stepene Celsiusove skale, onda se radi po napred navedenoj formuli, tj:

$$\frac{-13-32}{9}=\frac{C}{5} \text{ ili } \frac{-45}{9}=\frac{C}{5}, \text{ tj. } C=-25°.$$

Dakle, —13°F ravno je —25°C.



Slika 100. Termometar sa živom.

Termometar, u kome je termoelemenat živa, prikazan je na slici 100.

Ovaj termometar sastoji se iz staklene kapilarne cevi (c) dužine oko 35 cm i preseka oko 1,5 mm, na čijem je donjem kraju izduvan kuglast ili cilindričan sud (a), koji služi kao rezervoar za živu. Rezervoar i jedan deo kapilarne cevi napune se čistom živom. Zatim se rezervoar sa živom zagreva sve dotle dok se živa u cevi ne izdigne do vrha (b), tj. dok živa ne ispuni celu kapilarnu cev. Tada se staklena cev odozgo zatopi i na taj način u ovoj zatvorenoj cevi ne ostane nimalo vazduha. Ovo se radi zato, jer je potrebno da kapilarna cev bude bez vazduha; inače ako bi u cevi bilo vazduha, živa bi pod uticajem kiseonika delimično oksidirala i uprljala se; sem toga, vazdušne čestice, ako bi se nalazile u kapilarnoj cevi, mogle bi uticati na pravilno širenje i skupljanje žive.

Slika 99. Odnosi između Reaumurove, Celsiusove i Fahrenheitove termometarske skale.

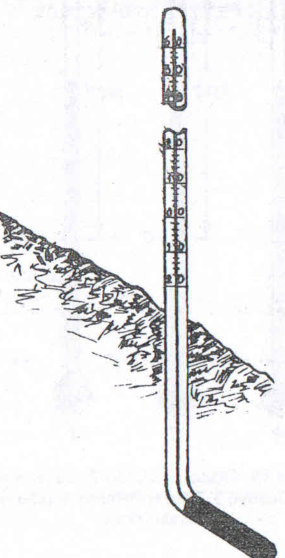
Uski presek kapilarne cevi, u kojoj se nalazi živa, zato je potreban da bi se i sasvim male promene u zapremini žive, koje nastaju usled zagrevanja ili hlađenja žive u rezervoaru, mogle izmeriti, tj. da bi se što tačnije odredila visina živinog konca u kapilari, odnosno da bi se što tačnije odredila temperatura, koju dotični termometar pokazuje.

Pri rešavanju izvesnih poljoprivrednih problema potrebno je da se imaju na raspolaganju temperature zemljišta i temperature vazduha u prizemnom vazdušnom sloju.

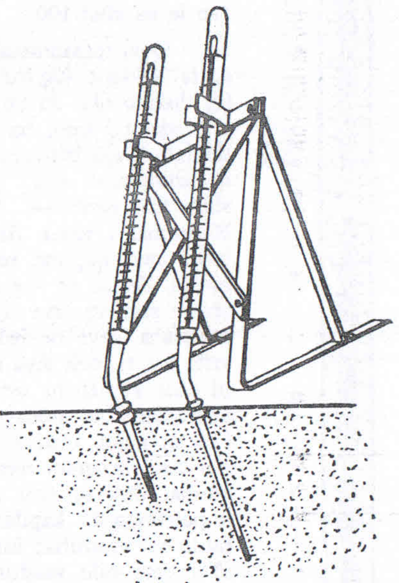
1. Merenje temperature zemljišta. — Temperatura zemljišta meri se na samoj površini zemljišta, a takođe i na raznim dubinama. U najviše slučajeva ova se temperatura meri do dubine od 1 metra, i ta se temperatura koristi za potrebe poljoprivrede.

Za merenje temperature na površini zemljišta upotrebljava se običan termometar, koji se postavlja tako da mu donja polovina živinog rezervoara bude stavljena u zemlju, dok gornja polovina rezervoara ostaje slobodna iznad zemlje. Ovakav način merenja ne daje sigurne podatke, ali to je najjednostavniji način koji se i kod nas upotrebljava. U poslednje vreme za merenje temperature na površini zemljišta upotrebljavaju se električni termometri. Za tu svrhu kao termoelementi služe dve tanke metalne žice, koje se postavljaju na površinu zemljišta sasvim otkrivene ili se samo malo prekriju zemljom.

Za merenje temperature zemljišta na raznim dubinama upotrebljavaju se različiti termometri. Tako se, npr., za dubine do 20 cm u SSSR-u upotrebljava termometar koji je prikazan na slici 101.



Slika 101. Termometar za merenje temperature u dubini zemljišta od Savinova.



Slika 102. Termometri za merenje temperature u dubini zemljišta.

Kao što se na slici 101. vidi, to je kolenasti živin termometar koji je savijen tako da mu rezervoar stoji horizontalno u onom sloju kopna u kome se temperatura želi da meri. Deo termometra sa skalom stoji iznad površine zemljišta, tako da je omogućeno čitanje temperature na skali.

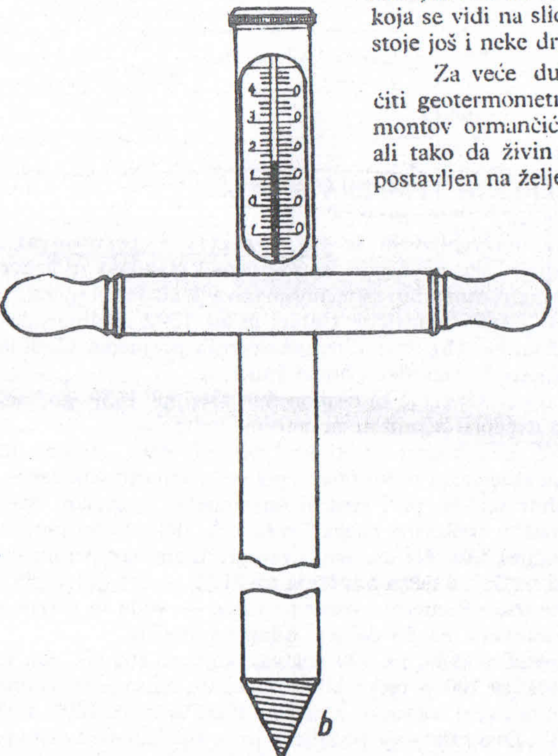
Uobičajeno je da se termometri za merenje temperature zemljišta nazivaju geotermometri.

Jedna vrsta geotermometara prikazana je na slici 102. To su takođe laktasti termometri koji se upotrebljavaju i do dubine od 1 m. Ovakvi termometri su i kod nas u upotrebi.

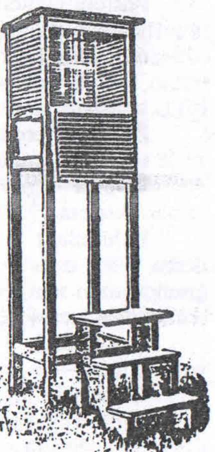
Postoje još i geotermometri, kao na slici 103, kod kojih se živin rezervoar (b) stavlja na onu dubinu na kojoj se želi meriti temperatura. Ceo termometar nalazi se u metalnoj zaštitnoj cevi, koja je prorezana samo gde se nalazi skala za čitanje temperature.

Ovakav termometar se prosto zabode u zemljište do izvesne dubine, odnosno do ručice koja se vidi na slici 103. Na ovom principu postoje još i neke druge vrste geotermometara.

Za veće dubine upotrebljavaju se naročiti geotermometri koji se stavljaju u tzv. Lamontov ormančić ili u cev od plastične mase, ali tako da živin rezervoar uvek bude slobodno postavljen na željenoj dubini u zemljištu. Kada



Slika 103. Termometar za dubinu zemljišta u metalnoj cevi.



Slika 104. Termometarski zaklon.

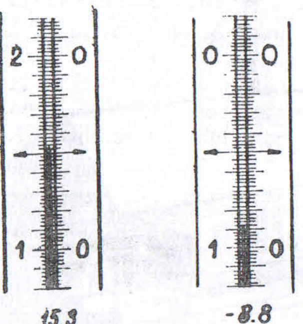
se treba izvršiti čitanje, onda se ovi termometri izvlače iz cevi napolje, dok je cev učvršćena u zemljištu.

2. Merenje temperature vazduha. — Pod temperaturom vazduha podrazumeva se temperatura slobodnog vazduha, na 2 metra iznad zemljine površine. Ona se meri termometrom koji je zaštićen od neposrednog sunčevog zračenja, a oko koga je omogućena slobodna cirkulacija vazduha. Za ovu svrhu upotrebljava se tzv. termometarski zaklon. To je drvena kućica belo obojena koja se vidi na slici 104.

Termometarski zaklon postavlja se na što je moguće otvorenijem polju daleko od visokih objekata. U blizini zaklona ne smeju se nalaziti neke betonske staze, ili bazeni sa vodom i tome slično. Ispod zaklona treba da bude trava. Vrata zaklona treba da budu okrenuta prema severu. Noge zaklona, pri postavljanju, moraju se tako podesiti da kada se u zaklon postavi termometar živin rezervoar bude 2 metra

visoko od zemljine površine. U ove termometarske zaklone stavljaju se, sem termometara, još i drugi instrumenti o kojima će biti reči kasnije.

Termometri za merenje temperature vazduha su uglavnom živini termometri predstavljeni na slici 100. U hladnijim predelima, gde se temperatura spušta dosta nisko ispod 0°, upotrebljavaju se termometri napunjeni alkoholom, pošto se živa mrzne na temperaturi —39°C.



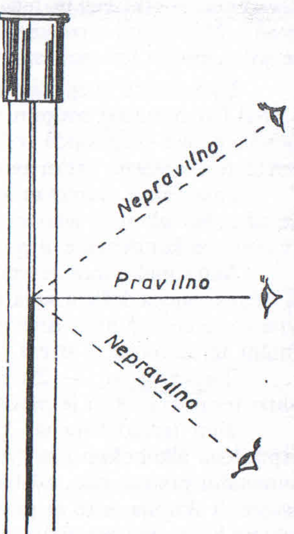
Slika 105. Termometarska podela na običnom termometru.

Termometarska skala izrađena je kao što je prikazano na slici 105.

Duže crtice na ovoj skali predstavljaju cele stepene, a svaka kraća crtica predstavlja 0,2°. Prema tome, na ovim se termometrima može čitati sa tačnošću od 0,2°. Čitanje 0,1° ceni se odoka. Crtice koje imaju strelice sa obe strane predstavljaju 5,15, 25°, itd. Kao pozitivna temperatura uzima se od 0° naviše, a kao negativna od 0° naniže. Na slici 105. termometar levo pokazuje temperaturu 15,3°, a termometar desno pokazuje temperaturu —8,8°.

Pri čitanju temperature na termometru treba prvo pročitati desete delove stepena, pa tek onda cele stepene. Ovo se radi zato što pri čitanju temperature, na termometar može imati uticaj toplota osmatračevog tela i promeniti temperaturu za neki deseti deo. Da bi se ovaj uticaj otklonio, osmatrač pri čitanju temperature mora staviti neki list hartije na usta i nos, da bi zaštitio termometar od toplog vazduha pri disanju.

Vizirna linija od oka osmatrača mora stajati normalno na skalu termometra i tangirati vrh žive u kapilarnoj cevi. To bi bio položaj „pravilno“ na slici 106.



Slika 106. Pravilno i nepravilno čitanje termometara.

Pri čitanju se može napraviti greška za celih 5 ili 10°, i zato se preporučuje da se celi stepeni još jednom provere.

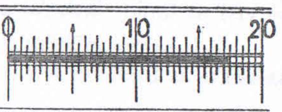
Na meteorološkim stanicama određuju se i tzv. ekstremne temperature vazduha. To je, u stvari, apsolutno najviša temperatura i apsolutno najniža temperatura u toku 24 časa. Ove temperature određuju se pomoću ekstremnih termometara (maksimalni i minimalni).

Maksimalni termometar. — Ovaj termometar služi za određivanje najviše temperature u toku 24 časa. On je napunjen živom i njegova kapilarna cev sužena je neposredno iznad živinog rezervoara. Kada temperatura raste, živa, pod pritiskom širenja, izlazi iz rezervoara kroz suženi deo kapilarne cevi i penje se u kapilari. Međutim, kada temperatura opada konac žive iz kapilare ne može da se vrati u rezervoar kroz suženi deo cevi, već se

tu prekine, pošto sopstvena kohezija žive nije dovoljna da nadjača trenje kroz suženi deo cevi. Dakle, konac žive ostane u kapilarnoj cevi u onom položaju u kome je bio pri najvišoj temperaturi. Kraj živinog konca pokazuje maksimalnu temperaturu.

Podela na skali maksimalnog termometra izvršena je samo na cele stepene i na $^1/_2$ stepena, dok se deseti delovi stepena pri čitanju određuju odoka. Npr., na slici 107. termometar pokazuje vrednost od 17,3°.

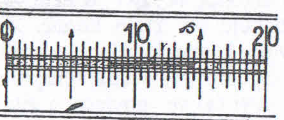
Maksimalni termometar se postavlja horizontalno, ali tako da mu rezervoar sa živom bude malo niže. Ovo se radi zato da se živin konac ne bi otkinuo kod suženog dela kapilare i pomakao napred u kapilarnoj cevi.



Slika 107. Podela skale na maksimalnom termometru.

Maksimalni termometar čita se u 7 i 21 čas po lokalnom vremenu. Pri čitanju u 21 čas on se još stresa da bi se osposobio za sledeći dan. Stresanje se vrši na isti način kao i kod lekarskog termometra za merenje temperature čovečijeg tela. Ovo stresanje vrši se dotle dok maksimalni termometar ne pokaže istu vrednost kao i običan termometar.

Minimalni termometar. — Ovaj termometar služi za merenje najniže temperature u toku 24 časa. Njegov rezervoar je u vidu viljuške a napunjen je alkoholom ili etil-alkoholom, pošto se živa mrzne na —39°C, te nije upotrebljiva za merenje niske temperature. Viljuškast oblik se uzima zato da bi veća površina bila izložena temperaturnim promenama. U alkoholu, koji se nalazi u kapilarnoj cevi, leži mala staklena šipčica (s) pored koje alkohol može slobodno da prođe kada temperatura raste (slika 108).



Slika 108. Podela skale na minimalnom termometru.

Međutim, kada temperatura opada i kada se alkohol povlači u rezervoar, tada će kraj alkohola doći do desnog kraja staklene šipčice (s). Usled površinskog napona meniskusa alkohola, on povlači šipčicu nazad sa sobom nalevo prema rezervoaru. Ovaj se termometar iz tog razloga postavlja u horizontalan položaj. Na taj način omogućeno je određivanje najniže temperature. Jer, sve dok temperatura opada i alkohol se povlači i on povlači za sobom i šipčicu (s), a kad temperatura počne ponova da raste, alkohol slobodno prolazi pored šipčice i ispunjava kapilarnu cev, a šipčica ostaje na onom mestu dokle je pomerena prilikom najniže temperature.

Minimalni termometar čita se u 7 i 21 čas po lokalnom vremenu, a u 21 čas se još vrši i doterivanje šipčice (s) do kraja alkohola. Ovo se postiže na taj način što se termometar postavi uspravno tako da mu rezervoar bude gore. Tada se staklena šipčica, pod dejstvom svoje sopstvene težine, spusti do kraja alkohola.

Skala na minimalnom termometru izdeljena je isto kao i na maksimalnom, tj. na cele stepene (duže crtice) i na $^1/_2$ stepena (kraće crtice slika 108). Čitanje na minimalnom termometru vrši se kod desnog kraja staklene šipčice (s). Na slici 108. minimalni termometar pokazuje 14,4°.

Kontrola živinih termometara. — Ova se kontrola vrši po mogućstvu na taj način što se u isti trenutak pročitaju vrednosti na običnom, maksimalnom i minimalnom termometru (na minimalnom se čita gde je kraj alkohola, na slici 108. to je 16,4°). Ako su svi termometri ispravni, ove sve tri pročitane vrednosti treba

da budu iste. Upoređivanje treba vršiti po mogućstvu tri puta mesečno (1, 11. i 21. u mesecu), i to u onom trenutku kada temperatura raste, a da pre toga temperatura uopšte nije bila viša nego što je tada kada se vrši upoređivanje. Pročitane vrednosti pri ovom upoređivanju treba zapisati na prvoj strani meteorološkog mesečnog dnevnika i mesečnog izveštaja.

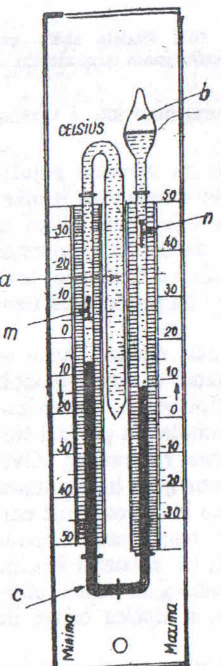
Ako prilikom upoređivanja sva tri termometra pokazuju iste vrednosti, ili imaju među sobom stalnu korekciju, onda se u slučaju nekog kvara na običnom termometru temperatura vazduha može čitati i na minimalnom termometru. Čitanje se vrši na kraju alkohola, a ne na kraju staklene šipčice.

Udvojeni minimalni i maksimalni termometar. — Ovaj termometar sastoji se iz kapilarne savijene staklene cevi u vidu slova U (slika 109).

Na levom kraju ove kapilarne cevi nalazi se proširena savijena cev (a), a na desnom kraju cevi nalazi se prošireni deo (b). U savijenom delu kapilare nalazi se živin konac (c), a iznad žive u oba kraka nalazi se alkohol ili bukovi kreozot. Levi savijeni prošireni krak staklene cevi (a) ispunjen je alkoholom do kraja, a desni prošireni deo cevi (b) ispunjen je samo do polovine.

Iznad žive u alkoholu (ili kreozotu) u oba kraka kapilarne cevi nalazi se po jedna metalna šipčica (m i n), koje usled svog trenja o zidove cevi ne mogu same od sebe, pod uticajem svoje težine, da se spuštaju nadole. Pored ovih šipčica alkohol može slobodno da prolazi. Kao termoelemenat u ovom termometru služi alkohol u savijenoj cevi (a), dok alkohol u cevi (b) služi samo da drži ravnotežu.

Kada temperatura raste, alkohol se širi u cevi (a), prolazi pored šipčice (m) i pritiskuje na živin konac. Živin konac se tada spušta u levom kraku kapilare, a podiže u desnom i gura pred sobom šipčicu (n). Kada temperatura počne da opada, alkohol u cevi (a) se povlači, a živin konac se pod pritiskom alkohola iz suda (b) spušta u desnom kraku kapilarne cevi a izdiže se u levom kraku, i gura pred sobom šipčicu (m). Šipčica (n) u desnom kraku ostaje na svome mestu, tj. u najvišem položaju do koga je bila izdignuta. Kada temperatura opet počne da raste, ponavlja se isto kao i prvi put, a šipčica (m) u levom kraku ostaje nepomaknuta.



Slika 109. Udvojeni minimalni i maksimalni termometar.

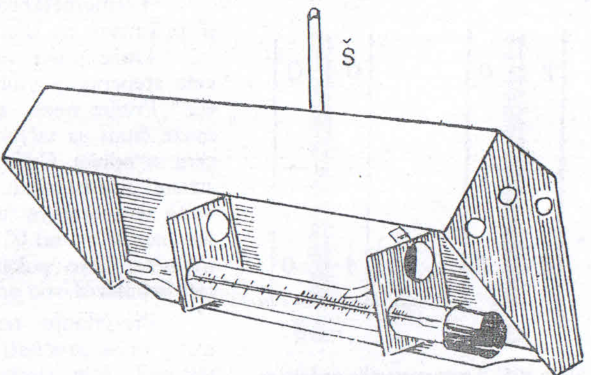
Minimalna temperatura čita se na donjem kraju šipčice (m) a maksimalna na donjem kraju šipčice (n). Pošto se izvrši čitanje, šipčice (m) i (n) se spuste do žive pomoću magneta.

Momentalna temperatura na ovom termometru može se pročitati tamo gde se nalazi visina živinog konca u kapilari, bilo u levom ili u desnom kraku. Na slici 109. momentalna temperatura iznosi oko 8,0°.

Ovde je potrebno naglasiti da je kod levog kraka, koji pokazuje minimalnu temperaturu vazduha, negativna skala od 0° naviše, a pozitivna od 0° naniže. Kod desnog kraka kapilare, tj. za maksimalnu temperaturu, skala je obrnuta, odnosno ista kao kod običnog termometra.

Ekstremni termometri iznad površine zemljišta. — Za merenje ekstremnih temperatura u vazduhu iznad površine zemljišta, obično se koriste isti ekstremni termometri koji se upotrebljavaju i za merenje ovih temperatura u termometarskom zaklonu. Za potrebe poljoprivrede veoma su značajni podaci minimalne temperature na 5 cm visine iznad površine zemljišta. Zato se ovi termometri i postavljaju na toj visini. Način postavljanja ekstremnih termometara na 5 cm visine vidi se na slici 110.

Ovaj nosač sa termometrima postavlja se, po mogućstvu, sa južne strane termometarskog zaklona. Mesto gde se postavlja mora biti prirodno kao što je okolni teren, tj. ne sme se podizati neka veštačka trava, ili ako ima prirodne trave ona se mora ostaviti takva kakva je.



Slika 110. Metalni nosač sa poklopcem za ekstremne termometre (57.

Pošto je minimalna temperatura vazduha na 5 cm visine važna za potrebe poljoprivrede, to se na mnogim stanicama samo ona i meri. Kao što se na slici 110. vidi, minimalni termometar postavlja se horizontalno. On je preko dana pokriven belim plehanim poklopcem, tako da na njega ne padaju direktni sunčevi zraci, a preko noći je otkriven tako da je minimalni termometar izložen slobodnom nebeskom svodu. Minimalni termometar čita se u 7 i 21 čas po lokalnom vremenu, a u 21 čas se još namešta (stresa) isto kao i minimalni termometar u zaklonu.

Kad padne sneg, čija je debljina veća od 5 cm, tada se termometar podigne i stavi iznad samog snega u vazduhu. Ako u času osmatranja leži iznad termometra novonapadali sneg, onda treba pročitati vrednost na njemu i zabeležiti visinu snega iznad termometra, zatim termometar stresti i podići ga iznad površine snega.

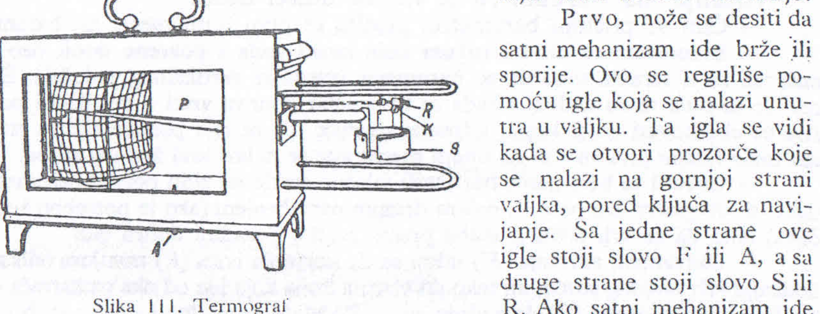
Pokrivanje minimalnog termometra plehanim poklopcem preko dana vrši se zato, što alkohol lako predestilira, pod uticajem neposrednih sunčevih zraka i ponova se kondenzuje u gornjem vrhu kapilarne cevi.

Maksimalni termometar postavlja se isto kao i minimalni i to iznad minimalnog u odgovarajuća ležišta koja se vide na slici 110. Čitanje maksimalnog termometra vrši se samo jedanput dnevno i to u 21 čas po lokalnom vremenu. Tada se maksimalni termometar i stresa.

Termograf. — Za registraciju neprekidnih promena temperature vazduha služi termograf, koji je predstavljen na slici 111.

Kao termoelemenat kod njega služi spljoštena burdonova cev (S) koja je ispunjena alkoholom i savijena u vidu prstena. Sem toga, za ovo se upotrebljava i bimetalni prsten, npr. od bakra i čelika. Ovaj prsten se pod dejstvom temperature isteže ili skuplja, a to se prenosi preko naročitog mehanizma na polugu (P) koja na svome kraju ima specijalno koritasto pero. U njega se sipa naročito mastilo, u kome ima dosta glicerina, da se ne bi isparavalo (sušilo). Ovo pero obeležava temperaturne promene na termografskoj traci (hartiji). Termografska hartija je omotana oko valjka u kome se nalazi satni mehanizam, koji se navija pomoću naročitog ključa pričvrš-

ćenog na gornjoj strani valjka. Ključ treba obrtati u smislu strelice koja je pored ključa ugravirana. Valjak sa termografskom hartijom se obrne jedanput za nedelju dana. Zato se satni mehanizam navija svakog ponedeljka u 7 časova po lokalnom vremenu, a tada se stavlja i nova traka od hartije na valjak.



Slika 111. Termograf

Na termografu se moraju vršiti sledeće korekcije:

Prvo, može se desiti da satni mehanizam ide brže ili sporije. Ovo se reguliše pomoću igle koja se nalazi unutra u valjku. Ta igla se vidi kada se otvori prozorče koje se nalazi na gornjoj strani valjka, pored ključa za navijanje. Sa jedne strane ove igle stoji slovo F ili A, a sa druge strane stoji slovo S ili R. Ako satni mehanizam ide sporo pa želi se da ide brže, onda se igla pomeri prema slovu F, odnosno A. U slučaju da se želi da sat ide sporije, onda iglu treba pomerati prema slovu S, odnosno R.

Drugo, termograf ne daje tačne vrednosti temperature kao npr. živin termometar, zato ga treba regulisati prema običnom živinom termometru. Ovo regulisanje vrši se pomeranjem pera naviše ili naniže pomoću zavrtnja (K). Pomeranje pera treba vršiti kada je razlika između termografa i živinog termometra, pri redovnom osmatranju u 7 časova, veća od 2,0°. Ovo pomeranje vrši se samo ponedeljnikom, kada se stavlja i traka od hartije na valjak termografa. Tada se vrši i pomeranje igle radi regulisanja pravilnog časovnog hoda u valjku termografa. U dnevnik osmatranja treba upisati svaku izvršenu popravku na termografu.

Prilikom stavljanja na valjak trake od hartije ona se mora dobro priljubiti uza sam valjak. Njena donja ivica treba tačno da pada po donjem povijenom rubu valjka. Dalje, treba voditi računa da poluga koja pričvršćuje traku uz valjak ne pokrije 7 časova, kako ponedeljnika na početku tako i ponedeljnika na kraju termograma.

Vertikalni lukovi na termogramu (traci) predstavljaju vreme od po 2 časa, a horizontalne linije predstavljaju cele stepene temperature. Termograf se postavlja u termometarski zaklon pored termometara.

Pri svakom terminskom osmatranju u 7, 14 i 21 čas treba malo kucnuti prstom po kutiji termografa, tako da registrirno pero napravi malu vertikalnu crtu. Ove crte služe pri obradi termografskih traka i pomoću njih se određuje korekcija između termografa i suvog termometra za svaki sat.

XIII

95. MERENJE VAZDUŠNOG PRITISKA

Za merenje vazdušnog pritiska služe: **živin barometar, metalni barometar** (aneroid) i **barograf**.

1. Živin barometar. — Živin barometar prikazan je na slici 112.

On se sastoji iz dva osnovna dela: staklene barometarske cevi (*a*) dužine oko 90 cm a prečnika 7—8 mm i gvozdenog suda (b). Staklena cev (a) je sa gornje strane zatvorena, napunjena živom i donjim otvorenim krajem je potopljena u gvozdeni sud (b). Živa u cevi se tada spusti do izvesne visine (do oko 760 mm), tako da stub žive (SS_1) u cevi drži ravnotežu spoljašnjem pritisku vazduha. Unutrašnji deo staklene cevi iznad žive je bezvazdušan i naziva se Toričelijev vakuum.



Slika 112. Živin barometar

Vertikalno rastojanje (SS_1) od gornje površine žive u cevi do površine žive u sudu naziva se **barometarsko stanje**, na osnovu koga se određuje vazdušni pritisak u mb. Vazduh pritiskuje na živu u sudu (b) kroz otvor (m). Na taj način, kada je pritisak vazduha veći, to će se živa u sudu (b) spuštati a uzdizati u cevi (a) i obratno.

Prema tome, nulti podeljak visine živinog stuba je gornja površina žive (S_1) u sudu (b). Ali, kao što se vidi, ovaj nulti podeljak nije stalan. On se pomera više ili niže sa pomeranjem gornje površine žive (S_1) u sudu (b), što zavisi od opadanja i porasta vazdušnog pritiska. Ako bi se, npr., živa u barometarskoj cevi (a) popela,tada bi u sudu (b) morala da se spusti, ali ne za istu visinu, već za istu količinu žive.Ako se sa h obeleži povišenje živinog stuba u cevi (a), sa H sniženje nivoa žive u sudu (b), sa n poprečni presek cevi (a) i sa N poprečni presek suda (b), tada, da bi se održala ravnoteža, mora postojati jednakost:

$$NH = nh \text{ ili } H = \frac{n}{N}h$$

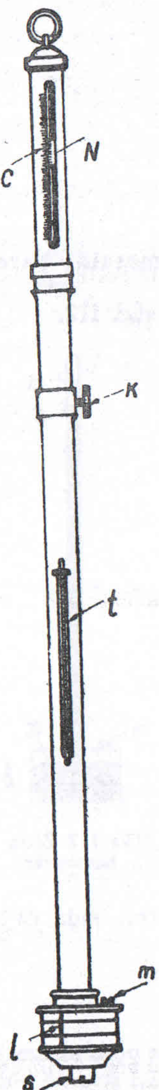
Ako je početna dužina živinog stuba bila 760 mm onda će posle uzdizanja žive u cevi za h i spuštanja u sudu za H dužina živinog stuba (SS_1) stvarno biti:

$$S_1S = 760 + h + H, \text{ ili}$$

$$S_1S = 760 + h + \frac{n}{N}h, \text{ odnosno}$$

$$S_1S = 760 + h\left(1 + \frac{n}{N}\right) \text{mm.}$$

Da se ovo proračunavanje ne bi moralo svaki put vršiti, skala na barometru, gde se vrši čitanje visine, odnosno dužine, živinog stuba nije data u stvarnim milimetrima, već u takvoj srazmeri da dužina h u milimetrima odgovara $h\left(1+\frac{n}{N}\right)$ delova skale na barometru. Npr., kod barometra na slici 113. dužini od 100 mm odgovaraju 102,5 podeljaka na skali C. To znači, podeljci na barometru su manji od milimetara za veličinu $\frac{n}{N}$. To je, u stvari, barometar sa redukovanom skalom ili tzv. stanični barometar.



Slika 113. Spoljašnji izgled staničnog živinog barometra.

Međutim, ima barometara kod kojih je nulti podeljak stalan a posuda sa živom pokretna. Kod ovih barometara se nivo žive u sudu uvek pre čitanja dovodi na određenu visinu, koja predstavlja nulti podeljak skale i od koga se računa visina živinog stuba.

Barometri se pune živom iz sledećih razloga:

— Velika specifična težina žive omogućava da se za barometar ne mora upotrebiti suviše dugačka staklena cev.

— Napon živine pare je pri običnoj temperaturi neznatan i može se zanemariti (do —40°C je <0,1 mm Hg).

— Živa se može lako čistiti.

— Živa ne kvasi zidove staklene cevi, tako da je kupa, odnosno tzv. menisk žive (konveksni kraj živinog stuba kod S, (slika 112) i njegova sredina pri horizontalnom viziranju vidljiva.

Da bi barometar pokazivao tačne podatke, moraju biti zadovoljeni sledeći uslovi:

— Unutrašnjost staklene cevi, a takođe i živa, moraju biti čisti.

— Prostor cevi iznad žive (Toričelijev vakuum) mora biti potpuno bez vazduha.

— Cev ne sme biti suviše uska u području čitanja, jer bi se u uskoj cevi stvarala na vrhu živinog stuba kapilarna depresija.

— Barometar mora visiti slobodno vertikalno, i to u unutrašnjosti sobe na severnoj strani, udaljen od prozora. On mora biti zaštićen od neposrednog sunčevog zračenja, kao i neposrednog zagrevanja od peći. Zato, ako se soba u kojoj se nalazi barometar mora ložiti onda se barometar mora zaštititi naročitim drvenim ormančetom. Barometar se obesi na naročitu kuku, koja se uvek isporučuje od strane fabrike pri isporuci barometra. Kuku treba zabiti u zid tako da kada se barometar obesi, skala sa podelom za čitanje treba da bude u visini očiju srednjeg čovečijeg rasta. Pozadi barometarske skale za čitanje stavi se beo list hartije ili mutno mlečno staklo radi lakšeg viziranja pri čitanju.

Na živinom barometru (slika 113) nalazi se termometar (t) za određivanje temperature vazduha koji opkoljava barometarsku staklenu cev. Skala *C* (slika 113) na barometru je izdeljena na podeljke koji predstavljaju cele milimetre, a koji su stvarno manji od celih milimetara, kao što je napred izneto.

Čitanje desetih delova ili stotih na ovoj skali vrši se pomoću nonijusa (*N*), koji se pomera pomoću zavrtnja (*K*).

Zavrtanj (m) na sudu barometra odvija se dva do tri puta tako da vazduh može prolaziti oko njega i pritiskivati na živu u sudu. Inače taj zavrtanj se ne sme skidati sa suda na barometru.

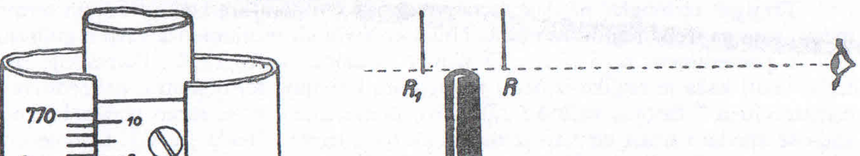
Čitanje na barometru se vrši na sledeći način:

— Čim se pristupi barometru, pročita se prvo termometar na barometru.

— Barometar se uhvati rukom dole iznad suda i pokrene donji deo malo unapred ili u stranu, tako da se barometar izvede iz vertikalnog položaja. Živa u cevi će se tada malo uzdići, i kada se barometar ponova vrati u vertikalni položaj, živa će obrazovati novu kupu, odnosno menisk. To se isto postiže ako se staklena cev malo kucne prstom i to na onom mestu gde se nalazi kraj živinog stuba.

— Osvetli se belo parče hartije ili mlečno staklo na zidu pozadi barometarske skale, sa džepnom lampom ili nekim drugim osvetljenjem (ako je potrebno i u toku dana) tako da se vrh živinog stuba prema svetloj pozadini dobro vidi.

— Obrtanjem zavrtnja (*K*) udesi se da najdonja ivica (*R*) nonijusa (slika 114) dodiruje vrh živinog stuba, ali tako da vizirna linija koja ide od oka osmatrača preko prednje ivice nonijusa (*R*) do zadnje ivice (R_1) bude normalna na živin stub i dodiruje samo vrh živinog stuba (slika 115). To znači da ivice *R* i R_1 moraju upravo dodirivati vrh živinog stuba, a levo i desno od ovoga mesta dodirivanja moraju postojati mali svetli trouglovi (a i a_1), kao što se vidi na slici 114. Ivica nonijusa *R* (slika 114) ne sme se spustiti tako nisko da seče jedan deo vrha živinog stuba, niti se sme ostaviti tako visoko da ne dodiruje vrh živinog stuba. Isto tako, za vreme dok se nonijus namešta, barometar se ne sme izvesti iz vertikalnog položaja.



Slika 114. Postavljanje ivice nonijusa iznad živinog stuba.

Slika 115. Pravilno viziranje pri čitaju visine živinog stuba u barometru.

— Pročita se visina živinog stuba na barometru i to na onom mestu skale na kome se nalazi donja ivica R nonijusa (slika 114). Celi milimetri pročitaju se na skali *C*, a deseti delovi milimetara pročitaju se na nonijusu (slika 114). Čitanje desetih delova na nonijusu vrši se na taj način što se gleda koji se podeljak nonijusa (*N*) najbolje slaže sa nekim od podeljaka glavne skale. Na slici 114. stanje je sledeće: prvo 750 celih mm, i zatim se treći podeljak nonijusa (*N*) slaže najbolje sa jednim od podeljaka glavne skale (sa 756). Tako se prema položaju nonijusa na slici 114. barometarsko stanje čita 750,3 mm.

Ovde će se dati još neka kraća objašnjenja o nonijusu. Celokupna dužina od 10 podeljaka na nonijusu jednaka je dužini od 19 podeljaka na glavnoj skali C (slika 114). Prema tome, jedan podeljak na nonijusu jednak je dužini od 1,9 podeljka na glavnoj skali C. Kako se, npr., treći podeljak nonijusa (slika 114) poklapa sa podeljkom 756 na glavnoj skali *C*, to će se nulti podeljak nonijusa (njegova donja

ivica) poklapati sa nekim podeljkom glavne skale, koji je za 3 × 1,9 = 5,7 podeljaka niži od 756. Prema tome, nulti podeljak nonijusa poklapaće se sa 756 — 5,7 = 750,3 glavne skale.

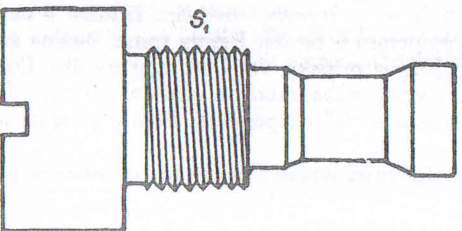
Vazdušni pritisak izražen u mb, određuje se množenjem barometarskog stanja (dužine živinog stuba u mm) sa 1,33322.

Transport živinog barometra (sl. 113) vrši se na sledeći način:

— Zavije se do kraja šraf (m) na slici 113.

— Barometar se polako pokreće iz vertikalnog položaja sve dok živa lagano ne udari u gornji kraj staklene cevi, a zatim se okreće sve dalje i obrne tako da sud barometra bude gore a vakuum staklene cevi dole.

— Odvije se šraf (S) i stavi transportni zavrtanj (S_1 slika 116) koji ima oprugu i potpuno zatvara staklenu cev; cev je u ovakom položaju napunjena živom. Transportni zavrtanj prikazan je na slici 116.



Slika 116. Transportni zavrtanj za živin barometar.

— Za sve vreme transporta barometar se nosi tako da je živin sud obrnut uvis.

— Kada barometar ponovo treba da se postavi, onda se prvo odvije transportni zavrtanj S_1 i zavije običan zavrtanj (S); zatim se barometar ponova polako okrene i postavi u položaj kao na slici 113, tj. obesi se na naročitu kuku. Posle toga se zavrtanj (m) odvije 2—3 puta, te se pusti vazduh da pritiskuje na nivo žive u sudu. Ako je barometar nov iz fabrike može se desiti, kada se on okrene u položaj kao na slici 113, da živin stub ostane zalepljen za gornji kraj staklene cevi. To nastaje zato što se usled dugog stajanja cevi sa živom u obrnutom položaju živa tako jako zalepi za staklo da se pri okretanju staklene cevi ne može odlepiti. Tada barometar treba obesiti kao na slici 113. i ostaviti 1—2 dana, a zatim ga malo kucnuti prstom odozgo po staklenoj cevi.

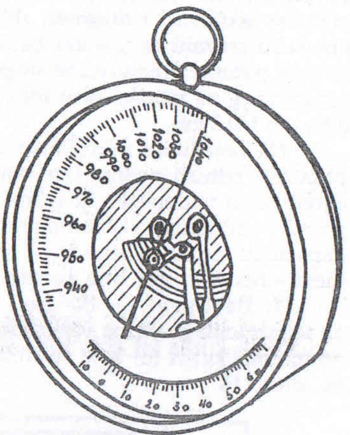
— Prilikom odvijanja i zavijanja zavrtanja (S i S_1) treba paziti da se upravne crtice (1) na sudu žive poklapaju sve tri među sobom (vidi sliku 113).

— Ako se želi da proveri da li je iznad živinog stuba zaista vakuum, onda se barometar lagano izvodi iz vertikalnog položaja dok živa ne dodirne gornji vrh staklene cevi. Ako se pri tome čuje neki metalni zvuk, onda je iznad žive pravi vakuum, a ako se ne čuje zvuk, znači da u staklenoj cevi iznad žive ima vazduha.

2. Metalni barometar (aneroid). — Metalni barometar ili tzv. aneroid ima kao glavni deo jednu ili više elastičnih metalnih kutija sa tankim zidovima. Ove kutije su potpuno zatvorene i iz njihove unutrašnjosti vazduh je ili potpuno izvučen ili samo jako razređen do pritiska od 0,013 mb. Unutra u bezvazdušnoj kutiji nalazi se jedna opruga (ili u vidu elastičnog pera), koja rasteže zidove kutije silom koja je ravna srednjem atmosferskom pritisku. Zidovi kutije imaju talasasti oblik, radi veće elastičnosti. Pri promeni pritiska kutija se deformiše, tj. ako je pritisak veći onda se zidovi kutije ulupljuju, a ako je pritisak manji, zidovi se pod uticajem unutrašnje opruge ispravljaju. Te male vibracije zidova elastičnih kutija prenose se mehanički preko sistema poluga, na kazaljku, koja na jednoj skali pokazuje pritisak vazduha.

Deformacije zidova kutija su dosta male i iznose za promenu pritiska od 100 mb samo 0,4 do 0,8 mm. Za najmanju potrebnu tačnost vazdušnog pritiska od 0,1 mb deformacija iznosi 0,0004 mm. Da bi se ova ovako mala deformacija kutije mogla ipak učiniti vidljivom, ona se mora mehaničkim putem povećati.

Podaci aneroida podležu temperaturnom uticaju i zato metalne kutije nisu potpuno bezvazdušne, već se u njima nalazi malo razređenog vazduha. Ova mala količina vazduha ostavlja se u kutijama iz sledećih razloga. Metalne kutije reaguju pri promeni temperature. Pri povišenju temperature njihovo elastično svojstvo se umanjuje, usled čega se kutija pod pritiskom vazduha više spljošti i na taj način će kazaljka pokazivati veći pritisak nego pri niskim temperaturama. Razređeni vazduh koji se nalazi u kutiji deluje suprotno. Pri povišenju temperature njegov se napon uvećava, on pritiskuje iznutra na zidove kutije i na taj način kompenzira se gubitak elastičnosti same kutije. Pri smanjenju temperature smanjuje se i napon vazduha u kutijama, a paralelno s tim popravlja se elastičnost kutija.



Slika 117. Metalni barometar-aneroid.

Ovakva kompenzacija može se postići samo za određeni vazdušni pritisak, tzv. kompenzacioni pritisak, koji zavisi od količine vazduha u samim kutijama.

Barometar-aneroid ne spada u grupu apsolutnih instrumenata, već se mora upoređivati sa živinim barometrom. Ali, nasuprot živinom barometru, on ima izvesna preimućstva: nema u sebi tečnosti, lako se njim rukuje, male je težine, pokazuje pritisak i za vreme kretanja, mala mu je cena koštanja, itd.

Aneroid većeg obima treba držati u horizontalnom položaju pored živinog barometra u naročitoj kutiji. Međutim, ima barometar-aneroida koji su podešeni za vertikalni položaj (npr. zidni), te ih tako treba i držati.

Na svakom aneroidu treba vršiti izvesne popravke, i to: popravku za skalu, popravku za temperaturu koja se čita na termometru barometar-aneroida (ako ga ima) i vremensku popravku.

Skalna popravka vrši se zato što su skale na svima barometar-aneroidima iste, a međutim, svaki aneroid ima nešto specifično i zato dotična skala neće njemu tačno odgovarati. Ovde je u pitanju aneroid istog tipa.

Popravka za temperaturu vrši se kod nekompenziranih aneroida. Obe ove popravke vrše se prema listi (certifikatu) koja se diboja iz fabrike uz sam aneroid.

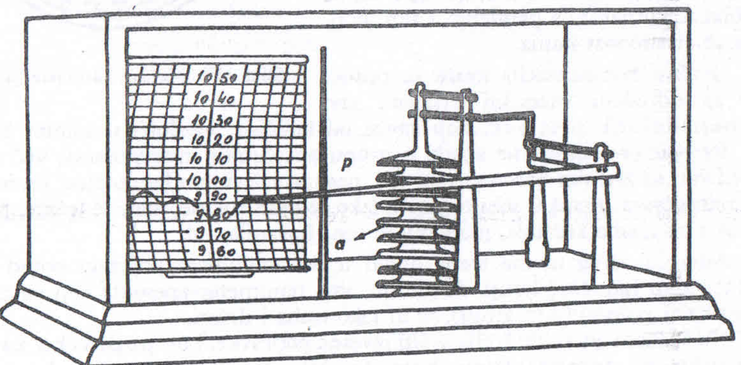
Vremenska popravka mora se vršiti usled toga što se u toku vremena menja elastično svojstvo kutije i opruge. Ova popravka vrši se sravnjivanjem aneroida sa živinim barometrom. Prvobitno, ova se popravka izvrši u fabrici i upiše u certifikat pored ostalih dveju popravki. Kasnije, kada je aneroid u upotrebi, on se sravnjuje svakog meseca sa živinim barometrom i, ako je potrebno, doteruje se prema njemu. Njegovo doterivanje vrši se okretanjem jednog zavrtnja koji se obično nalazi na zadnjoj strani aneroida.

Aneroid može poslužiti za približno određivanje nadmorske visine ili za određivanje relativne visine nekog brda. Ovo se određivanje vrši na osnovu opadanja

vazdušnog pritiska sa porastom nadmorske visine. Samo u takvim slučajevima treba poći od neke tačke čija je nadmorska visina poznata. Za određivanje nadmorske visine pomoću barometar-aneroida može se poslužiti i tablicom 13, po kojoj se vidi da pritisak od morske površine do 7,9 m visine opadne za 1 mb, itd. Isto tako može se iskoristiti i dijagram slika 30, samo treba barometar-aneroid pred samu upotrebu sravniti sa živinim barometrom. Ali navedena tablica i dijagram važe za izvesne početne vrednosti, te stoga treba izvršiti popravku, ako se vrednosti pritiska reduciranog na morski nivo toga dana na polaznoj tački razlikuju npr. od 1016 mb, odnosno 1013 mb.

Na pojedinim aneroidima su skale izrađene tako da umesto pritiska u mb pokazuju odmah nadmorsku visinu. Sa takvim aneroidima je rukovanje lako pri određivanju nadmorske ili relativne visine nekoga brda. U tom slučaju pođe se od poznate nadmorske visine i namesti se skala aneroida na tu visinu. Kada se dođe na nepoznatu visinu, pročita se na aneroidu onaj broj na kome se nalazi kazaljka barometar-aneroida. Taj broj predstavlja nadmorsku visinu dotičnog brda.

3. Barograf. — Barograf je izrađen na principu barometar-aneroida i služi za registraciju promena vazdušnog pritiska. Njegov glavni deo jeste serija metalnih zatvorenih kutija (a) koje su nešto manje od kutije aneroida. Barograf je prikazan na slici 118.



Slika 118. Barograf.

Veći broj bezvazdušnih kutija uzima se radi povećanja osetljivosti samoga instrumenta. Jer, kao što je poznato, deformacija svake kutije je mala, ali ukupna deformacija svih kutija uvećava se onoliko puta koliko ima kutija.

Deformacija ovih bezvazdušnih kutija prenosi se na polugu (P) koja na kraju ima pero i koje na traci registruje promene vazdušnog pritiska. Inače, barograf ima sve druge delove slične termografu i sa njim se postupa isto kao i sa termografom. On se postavlja u zatvorenoj prostoriji pored živinog barometra na zasebnu policu, koju treba učvrstiti na zidu na istoj visini na kojoj se nalazi sud sa živom od barometra.

Barograf ne daje tačne podatke i zato se vazdušni pritisak pročitan na njemu mora sravnjivati sa pritiskom koji je određen živinim barometrom i reduciran na temperaturu 0°. Doterivanje barografa vrši se samo ponedeljnikom u 7 časova, pri promeni barografske trake, i to ako je razlika između barografa i barometra veća od 0,5 mb.

Vrednosti na barografu čitaju se u sva tri klimatološka termina osmatranja (7,14 i 21 čas). Pri svakom čitanju treba malo kucnuti prstom po kutiji barografa, tako da registrirno pero napravi malu vertikalnu crtu. Ove crte služe pri obradi barografskih traka i pomoću njih se određuje korekcija između barometra i barografa za svaki sat.

96. REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITISKA ODREĐENOG POMOĆU ŽIVINOG BAROMETRA

Vazdušni pritisak određen živinim barometrom potrebno je reducirati na nula stepeni temperature, normalnu zemljinu težu i morski nivo.

a. Redukcija vazdušnog pritiska na nula stepeni temperature. Temperatura vazduha, koja opkoljava živin barometar, utiče takođe na dužinu živinog stuba u barometru. Živin stub će se za izvestan mali deo izdužiti u cevi ako temperatura raste, a skratiti ako temperatura opada. Prema tome, dužina živinog stuba u cevi ne zavisi samo od vazdušnog pritiska, već i od temperature. Da bi se odbio uticaj temperature na dužinu živinog stuba, mora se vazdušni pritisak određen pomoću barometra prvenstveno reducirati na 0° temperature. Radi toga se na svakom barometru nalazi termometar.

Korekcija (Δp), koja se mora algebarski dodati pritisku (p) određenom pomoću barometra iznosi:

$$\Delta p = -0{,}000182 \cdot p \cdot t,$$

gde je t — temperatura vazduha na termometru koji se nalazi na donjem delu barometra. Za negativne temperature biće desna strana gornje jednačine pozitivna.

Praktično se ova redukcija izvodi pomoću tablice I (na kraju knjige), koja je uglavnom izrađena prema gornjoj jednačini. U prvoj horizontalnoj rubrici ove tablice uzima se određen vazdušni pritisak u mb, a u prvoj vertikalnoj rubrici uzima se temperatura sa termometra na barometru. Na preseku ovih rubrika nađe se jedan broj koji se oduzima od određenog vazdušnog pritiska kada je temperatura pozitivna, a dodaje kada je temperatura negativna.

P r i m e r: Neposredno određen vazdušni pritisak pomoću barometra je $p = 1020{,}7$ mb, a temperatura na termometru barometra $t = 16{,}8°$. Popravka iz tablice I za vazdušni pritisak 1020,7 mb (odnosno okruglo 1020 mb) i temparaturu 16,8° (odnosno okruglo 17°) biće 2·8.

Prema tome:

$$p = 1020{,}7$$
$$-2{,}8$$
$$p_0 = 1017{,}9 \text{ mb}$$

Dakle, 1017,9 mb biće barometarski pritisak reduciran na 0° temperature.

b. Redukcija vazdušnog pritiska na normalnu težu. — Ubrzanje zemljine teže smanjuje se od polova prema ekvatoru. Isto tako, ubrzanje teže smanjuje se sa porastom nadmorske visine. Prema tome, živin stub dužine 1 mm u barometarskoj cevi ima na polu veću težinu nego na ekvatoru i zato drži ravnotežu težem vazdušnom pritisku, odnosno vazdušnom stubu. Iz tih razloga vazdušni pritisak mora da se reducira na normalnu vrednost ubrzanja zemljine teže, tj. na težu na 45° geografske širine i na težu na morskom nivou.

Ubrzanje zemljine teže na 45° g. š. i morskom nivou iznosi:

$$g_{45} = 9{,}80665 \text{ m/s}^2$$

Ako je φ geografska širina meteorološke stanice, na kojoj je P_0 vazdušni pritisak reduciran na 0° temperature, onda je redukovana vrednost vazdušnog pritiska (P') na ubrzanje zemljine teže na 45° g.š. ravna:

$$p' = p_0 - 0{,}00259 \cdot \cos 2\varphi \cdot p_0 .$$

Ako je H nadmorska visina u metrima meteorološke stanice na kojoj je, prema gornjoj formuli, dobiven vazdušni pritisak p', tada je vazdušni pritisak (p''), koji je reduciran na normalnu težu morskog nivoa ravan:

$$p'' = p' - 0{,}000000196 \cdot p \cdot H$$

Prema ovim dvema poslednjim jednačinama izrađene su tablice pomoću kojih se lako može izvršiti ova redukcija. To su tablice III (A i B) na kraju knjige. Brojne vrednosti korekcije zemljine teže iz tablice III pod A za geografsku širinu od 0° do 45° oduzimaju se od vazdušnog pritiska reduciranog na 0° temperature, a za geografske širine od 45 do 90° se dodaju. Brojne vrednosti korekcije iz tablice III pod B, zbog smanjivanja zemljine teže sa visinom, treba uvek oduzimati od vazdušnog pritiska reduciranog na 0° temperature i reduciranog pritiska na normalnu težu od 45° g.š. Ovo se uostalom može lako videti i iz poslednje jednačine.

Primedba: Pošto se naša država nalazi oko 45° s.š., to su brojne vrednosti korekcije vazdušnog pritiska na normalnu težu za 45° g.š. veoma male, te se zato ova redukcija praktično i ne vrši (vidi brojne vrednosti u tablici III pod A). Isto se tako kod nas ne vrši ni redukcija po tablici III pod B, pošto se najveći broj naših stanica nalazi na nadmorskoj visini ispod 500 metara, za koje je ova korekcija takođe dosta mala.

c. Redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo. — Vazdušni pritisak, kao što je rečeno, opada sa porastom nadmorske visine. Usled toga, da bi se vazdušni pritisci iznad neke oblasti mogli među sobom upoređivati, moraju se prethodno reducirati na isti visinski nivo. Obično se ta redukcija vrši na morski nivo. Da bi se izneo postupak pri redukciji vazdušnog pritiska na morski nivo, mora se prethodno objasniti šta je visinski barometarski stupanj.

Visinski barometarski stupanj jeste visinska razlika (h) u metrima na kojoj se vazdušni pritisak promeni za 1 mb. Npr., pri penjanju uvis za visinu h vazdušni pritisak spadne za 1 mb, a pri spuštanju za visinu h, vazdušni pritisak poraste takođe za 1 mb.

Prema jednačini od Babinea (čl. 42. jednačine 40 i 41) visina h ravna je:

$$h \sim 2 \times 8000\,(1 + \alpha t)\frac{p_0 - p_1}{p_0 + p_1} .$$

Ako se h uzme kao visinski barometarski stupanj, tj. da se vazdušni pritisak promeni za 1 mb ona je:

$$p_0 - p_1 = 1 \text{ mb, a}$$
$$p_0 + p_1 = 2p \text{ (približno tačno).}$$

Jednačina od Babinea ima tada oblik:

$$h = \frac{8000}{p}(1 + \alpha t).$$

gde je h-visinski barometarski stupanj. Ako je $t = 0{,}0°$, onda će visinski barometarski stupanj biti:

$$h = \frac{8000}{p} .$$

Ako se u poslednjoj jednačini umesto p stavi stvarni vazdušni pritisak koji je određen pomoću barometra, dobiće se visinski barometarski stupanj (h). Tako, npr., za $p = 1013{,}25$ mb biće $h = \frac{8000}{1013{,}25} = 7{,}89$ metara.

Pri povećanju temperature visinski barometarski stupanj takođe raste za $(1 + \alpha t)$ puta, odnosno, prema Laplaceovoj formuli, (vidi čl. 42.) za $(1 + 0{,}004t)$ puta. Prema tome, ako je $p = 1013{,}25$ mb, a temperatura $t = 20°$, visinski barometarski stupanj biće:

$$h = \frac{8000}{1013{,}25}(1 + 0{,}004 \times 20) = 8{,}53 \text{ metara.}$$

Visinski barometarski stupanj postaje veći ukoliko se smanjuje vazdušni pritisak, a to znači da se on povećava sa porastom nadmorske visine, jer je poznato da se vazdušni pritisak smanjuje sa porastom nadmorske visine. Tako, npr., za $p = 970$ mb i $t = 0°$ biće visinski barometarski stupanj

$$h = \frac{8000}{970} = 8{,}25 \text{ metara}$$

Redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo može se dosta tačno izvršiti prema napred navedenoj jednačini od Babinea koja važi za visinski barometarski stupanj, i to:

— Prvo se odredi visinski barometarski stupanj $h = \frac{8000}{p}(1 + \alpha t)$, gde je p- vazdušni pritisak na dotičnoj stanici u milibarima, reduciran na 0° temperature i normalnu zemljinu težu.

— Zatim se odredi vazdušni pritisak p'_0 — na morskom nivou po jednačini

$$p'_0 = p + \frac{H}{h} .$$

gde je H — nadmorska visina u metrima barometra na dotičnoj meteorološkoj stanici. Veličina $\frac{H}{h}$ jeste, u stvari, broj milibara za koliko je vazdušni pritisak (p'_0) na visini morksog nivoa veći od vazdušnog pritiska (p) na nadmorskoj visini H.

Prema ovim jednačinama izrađuje se za svaku meteorološku stanicu tablica po kojoj se vrši redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo. Ove tablice izrađuju se za razne veličine vazdušnog pritiska (p) i temperature (t), a za ištu nadmorsku visinu (H).

P r i m e r i: Vazdušni pritisak $p = 1026{,}6$ mb, temperatura $t = -20^0$, nadmorska visina barometra $H = 100$ m. Prema ovim brojnim vrednostima visinski barometarski stupanj biće:

$$h = \frac{8000}{1026{,}6}[1 + 0{,}004 \times (-20)] = 7{,}17 \text{ metara.}$$

a vazdušni pritisak (p'_0) reduciran na morski nivo biće:

$$p'_0 \doteq 1026{,}6 + \frac{100}{7{,}17} = 1040{,}5 \text{ mb}$$

Na kraju knjige nalazi se tablica II prema kojoj se može izvršiti redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo za razne vrednosti temperature, vazdušnog pritiska i nadmorske visine.

Napomene:

1. Za nadmorsku visinu (H) barometra uzima se visina sredine suda (b) na slici 112.
2. Za temperaturu (t) uzima se temperatura pročitana na suvom termometru u termometarskom zaklonu, dakle, temperatura vazduha napolju.
3. Za vazdušni pritisak (p) uzima se pritisak reduciran na 0° temperature i normalnu težu.
4. Redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo vrši se posle rekudcije na 0° temperature i redukcije na normalnu težu. Kod nas se ovo vrši samo posle redukcije na 0° temperature.
5. Reducirana vrednost vazdušnog pritiska ne dobija se u sasvim tačnim vrednostima, ni pomoću napred iznetih jednačina ni pomoću tablice II, ali je greška tako mala da se u praksi može zanemariti.
6. Treba voditi računa da li vazdušni pritisak u toku dana raste ili opada. Ovo se naročito može dobro uočiti na barometar-aneroidu a još bolje na barografu. Ako vazdušni pritisak opada, može se očekivati naoblačenje i padavine (ali ne uvek), a ako vazdušni pritisak raste, može se očekivati stabilizacija vremena, tj. razvedravanje ako je bilo oblačno i sa padavinama (vidi čl. 43.).

XIV

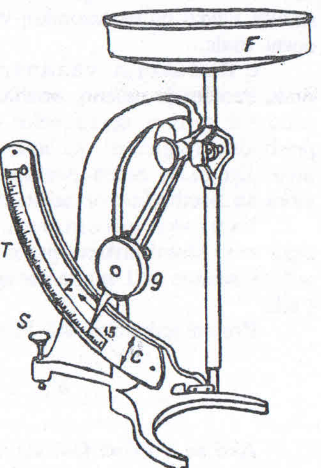
97. MERENJE ISPARAVANJA VODE

Za merenje količine isparene vode služe različiti instrumenti i koriste se razni metodi, prema tome da li je u pitanju isparavanje sa slobodne vodene površine, ili isparavanje sa površine kopna, ili isparavanje sa vegetacionog pokrivača. Merenje isparene vode predstavlja veoma veliki interes pri rešavanju mnogih problema, kako praktičnog tako i teorijskog značaja. Instrumenti koji služe za merenje isparavanja, bilo sa slobodne vodene površine bilo sa površine zemljišta ili vegetacije, nazivaju se obično i s p a r i t e l j i (58) ili e v a p o r i m e t r i.

Postoji više vrsta isparitelja za merenje isparavanja sa slobodne površine vode, međutim, ovde će se prikazati samo isparitelj koji se upotrebljava na mnogim meteorološkim stanicama. To je tzv. Wildov evaporimetar.

1. W i l d o v e v a p o r i m e t a r. Ovaj evaporimetar (isparitelj) izrađen je na principu vage (slika 119).

Na vagu je postavljen limeni sud (F) koji ima površinu poprečnog preseka 250 cm², a dubinu 2,5 cm. Ravnotežu ovom sudu drži poluga (G), koja se na svome kraju završava kazaljkom (Z). Kada je sud (F) prazan, onda kazaljka (Z) treba da stoji na strelici (C). Ako to nije slučaj, onda se okretanjem zavrtnja (S) dovede da se kazaljka (Z) poklopi sa strelicom (C).



Slika 119. Wildov evaporimetar.

Wildov evaporimetar postavlja se u termometarski zaklon, ali ne zajedno sa termometrima već, po mogućstvu, u poseban zaklon koji je isti kao i termometarski. Sud (F) napuni se čistom vodom, najbolje kišnicom, sve dok kazaljka (Z) ne dođe u vodoravan položaj, tj. do 0 mm na lučnoj skali (T). Nalivanje vode do 0 podeljka vrši se u 7 časova po lokalnom vremenu.

Kad voda počne da isparava sa površine u sudu (F), onda je u njemu sve manje vode i poluga (G), odnosno kazaljka (Z), padaće postepeno nadole po skali (T) i pokazivaće kolika je debljina sloja vode u mm isparila. Na skali (T) postoje podeljci, koji su obeleženi brojevima od 0 do 15. Svaki takav podeljak predstavlja milimetre isparene vode. Između svaka dva duža podeljka nalaze se četiri kraća, od kojih svaki

predstavlja 0,2 mm. Prema tome, na ovom evaporimetru može se čitati sa tačnošću od 0,2 mm, a 0,1 mm se ceni odoka. Ako je sa površine suda vode (*F*) ispario sloj vode debljine 1 mm, onda to znači da je sa površine od 1 m² ispario 1 litar vode.

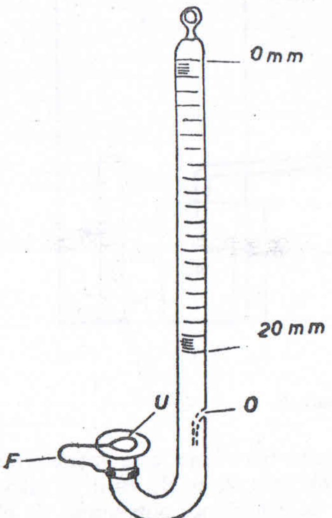
Čitanje na ovom evaporimetru vrši se u 7 i 21 čas, a kao količina isparene vode za 24 časa računa se isparena voda od 21 časa sinoć do 21 časa današnjeg dana. I to se ubeležava za današnji dan.

Ali kako se ovakvi evaporimetri stavljaju u termometarski zaklon, gde se oni sklanjaju od neposrednog sunčevog zračenja i potpunog provetravanja, to se visina isparene vode sa njih ne vrši pod prirodnim uslovima. Zato su dobiveni podaci relativni i u praksi služe samo kao izvesni pokazatelji. Ustanovljeno je da se sa isparitelja, koji je postavljen u termometarskom zaklonu u letnjim mesecima, ispari za oko 40% manje nego u tom istom mestu na otvorenom polju (58).

2. Picheov isparitelj — Za mnoge praktične svrhe, naročito poljoprivrede ili uopšte, pri mikroklimatskim istraživanjima upotrebljava se dosta jednostavan instrumenat za merenje isparavanja. Ovakav instrumenat je tzv. Picheov evaporimetar, koji je prikazan na slici 120.

Ovaj aparat ima izvesne predonsti ali ima takođe i izvesne nedostatke. No, ipak, njegove prednosti prevazilaze njegove nedostatke, pa se zato preporučuje upotreba ovoga isparitelja.

Pomoću ovog isparitelja ne meri se visina isparene vode niti sa površine zemljišta niti sa površine lišća kod biljaka, već se meri tzv. relativno isparavanje u atmosferi, bilo iznad zemljine površine ili iznad biljaka (59). Podaci koji se pomoću njega dobijaju obuhvataju čisto meteorološko-fizičku stranu isparavanja, gde se ne uzima u obzir dejstvo biljaka i uslovi vode u zemljištu.



Slika 120. Picheov isparitelj (57).

Ovaj se isparitelj sastoji iz jedne savijene cevi, čiji je unutrašnji prečnik 12 mm a dužina cevi oko 30 cm. Na cevi se nalazi skala od 0 do 20. Ovi brojevi predstavljaju mm isparene vode. Između dužih podeljaka, koji predstavljaju cele mm, nalaze se po četiri kraće crtice koje predstavljaju 0,2 mm. Prema tome, na ovom isparitelju može se čitati sa tačnošću 0,2 mm, a 0,1 mm se određuje odoka. Podela na ovom isparitelju može biti i u kubnim centimetrima.

Gornji kraj cevi je zatvoren i ima jedan stakleni prsten za vešanje (najnoviji isparitelji nemaju ovaj prsten) dok je donji kraj otvoren. Cev se napuni destilovanom vodom ili čistom kišnicom, tako da voda dostigne do nultog podeljka. Na donjem otvorenom kraju cevi stavi se kružić od upijaće hartije (*U*) prečnika oko 3,0 cm, a debljine oko 0,5 mm (57). Ovu hartiju pričvršćuje mesingana opruga (*F*) čiji je jedan kraj navučen na cev, a drugi u vidu prstena naleže tačno na otvor cevi. Na savijenoj staklenoj cevi nalazi se veoma mali uzani otvor (*O*) za prolaz vazduha. Vazduh koji prolazi kroz ovaj otvor u vidu mehurića prolazi i kroz vodu u cevi i ispunjava prazan prostor u cevi iznad vode.

Punjenje staklene cevi isparitelja vodom vrši se na sledeći način:

— Postavi se staklena cev horizontalno, odnosno pod malim nagibom, tako da savijeni deo cevi (*B*, slika 120a) bude okrenut nagore.

— Napuni se destilovanom vodom ili kišnicom gumena kruška (*A*) na čijem se kraju nalazi pipeta, tj. staklena cevčica (a).

— Staklena pipeta (a) se stavi u otvor staklene cevi isparitelja (*B*).

— Stisne se gumena kruška (*A*) i voda iz nje kroz pipetu ulazi u cev isparitelja.

— Kada se cev isparitelja napuni vodom, onda se ona postavi vertikalno.

— Ako je visina vode u cevi isparitelja iznad nultog podeljka, onda se staklena cev lupka prstom i voda se iz nje odliva kroz otvor (*B*); to se ponavlja sve dotle dok se stub vode isparitelja ne spusti do nultog podeljka.

— Namesti se kružić od upijaće hartije (*U*) i pričvrsti mesinganom oprugom (*F*), kao što se vidi na slici 120.

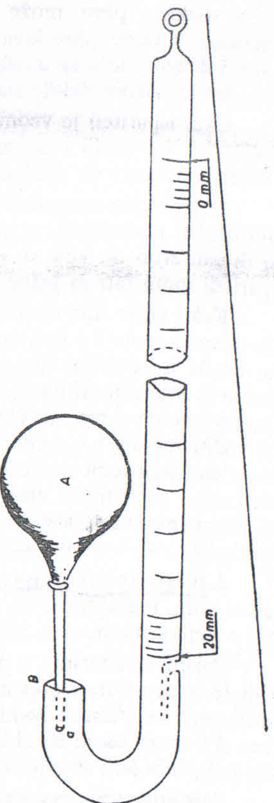
Staklena cev se za vreme merenja postavlja vertikalno da visi na nekom stubu, čija dužina odgovara željenoj visini merenja. Upijaća kružna hartija napaja se vodom iz cevi i sa njene spoljne strane se vrši isparavanje. Isparena voda sa hartije se naknađuje iz cevi, i tako se visina vode u staklenoj cevi snižava. Ukoliko je isparavanje intenzivnije utoliko je brže smanjivanje vodenog stuba u cevi.

Prema razlici snižene vode u cevi u određenom vremenskom intervalu određuje se, u stvari, isparena voda sa hartije (*U*) na donjem kraju cevi. Osmatranje na ovom isparitelju vrši se u 7 i 21 čas, a može se vršiti i u neko drugo vreme po potrebi. Pri osmatranju u 7 časova smenjuje se upijaća kružna hartija (*U*) i vrši se dolivanje vode. Pri osmatranju u 21 čas voda se ne doliva niti se hartija menja.

Za vreme vrlo toplih letnjih dana može dnevna isparena količina vode u isparitelju da iznosi više od zapremine staklene cevi. Zato se voda mora dolivati u ovakvim slučajevima i to obično pri osmatranju u 14 časova. Pri svakom dolivanju vode treba koristiti novi kružni listić upijaće hartije. Jer, listić koji je pre toga upotrebljen je vlažan i postao je mek, pa se pri skidanju pokvari i ne može se više upotrebiti na željeni način. Sem toga, hvatanje vlažnog papira rukama može da se pokvari i njegova poroznost pa je zbog toga bolje da se stavi novi kružni listić upijaće hartije.

Za vreme slabog isparavanja treba staklenu cev bar svakih 3—4 dana ponovo puniti čistom vodom i zameniti kružni listić od hartije.

Pri čitanju u 7 časova vrše se, u stvari, dva čitanja: prvo pre dolivanja vode, da bi se utvrdilo stanje visine vodenog stuba u cevi, a drugo posle dolivanja vode, da bi se tačno ustanovilo dokle je voda dolivena, jer se ona ne mora uvek doliti tačno do nul-



Slika 120a. Punjenje Picheovog isparitelja destilovanom vodom ili kišnicom.

tog podeljka. Razlika između vrednosti pročitane u 7 časova prethodnog dana (posle dolivanja vode) i vrednosti pročitane u 7 časova današnjeg dana (pre dolivanja vode) predstavlja ukupnu dnevnu količinu isparene vode za 24 časa. Drugo čitanje u 7 časova (posle dolivanja vode) ne treba vršiti odmah posle dolivanja, već treba sačekati 1—2 minuta da se kružni listić upijaće hartije dobro natopi vodom. Pri natapanju ove hartije stvaraju se mehurići vazduha koji prolaze kroz vodu u staklenoj cevi. Kružni listić upijaće hartije tek onda je dobro natopljen kada prestane stvaranje ovih mehurića.

Prilikom jakih letnjih pljuskova kiše kružni listić od hartije postaje neupotrebljiv. Zato osmatranje treba izvršiti pre početka pljuska i posle završetka pljuska. Sem toga, posle završetka pljuska vodu treba doliti u cevi i staviti novi kružni listić hartije. Pri čestim i dugotrajnim pljuskovima kiše ovo će često biti nemoguće, pa se u takvim slučajevima i ne vrše osmatranja na ovom isparitelju.

Za vreme mraznih dana ovaj isparitelj se obično isključi iz upotrebe, jer se u staklenoj cevi voda može smrznuti i na taj način doći do prskanja staklene cevi.

Za vreme osmatranja visine vodenog stuba u 7 časova, može se desiti ponekad da je visina u 7 časova viša nego prethodne večeri u 21 čas. Ovo može nastati iz dva razloga: prvo, može se u toku noći pri sniženju temperature izvršiti kondenzacija vodene pare koja se nalazi u staklenoj cevi iznad vode u praznom prostoru, i drugo, može se u toku noći na kružni listić hartije nahvatati rosa koja preko ovog listića hartije deluje na povišenje vodenog stuba u staklenoj cevi.

Ovaj isparitelj je veoma pogodan za mikroklimatska osmatranja. On se može postaviti u vegetaciji i na raznim visinama, a može se, radi upoređivanja, postaviti i u termometarskom zaklonu.

Ako se vrše uporedna merenja sa dva ili više instrumenata, onda se oni moraju izložiti podjednako prirodnom sunčevom zračenju. Obično se postavljaju tako da drveni stub na koji se stavlja isparitelj mora biti sa severne strane, dok sam isparitelj mora biti sa južne strane stuba.

Kako vetar ima dosta velikog uticaja na isparavanje, to se prilikom uporednih merenja mora i o tome voditi računa, tako da se ne bi jedan isntrumenat postavio negde u zavetrini (iza nekog žbuna) a drugi na otvorenom polju. Međutim, sasvim je drugačija situacija ako se vrši upoređivanje isparavanja u nekoj vegetaciji i na otvorenom prostoru. U vezi sa uticajem vetra na intenzitet isparavanja, mora se još voditi računa i o tome da brzina vetra raste sa porastom nadmorske visine i da će zato isparitelji na većim visinama od zemljine površine pokazivati veće vrednosti nego na manjim visinama, pod inače istim ostalim uslovima. O svim ovim pojedinostima treba voditi računa prilikom merenja isparavanja pomoću Picheovog isparitelja.

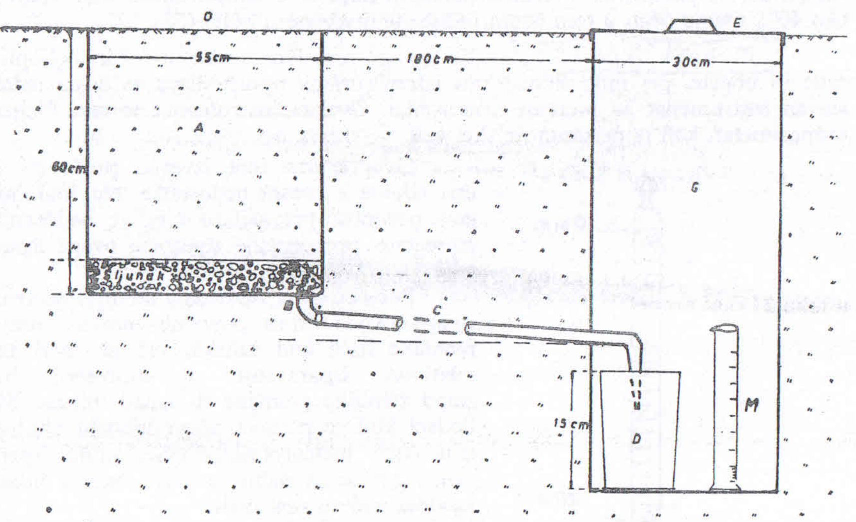
3. Garnierov isparitelj. — Pre nego što se opiše ovaj isparitelj i prikaže rad sa njim, potrebno je da se iznesu neki osnovni pojmovi o isparavanju (evaporaciji) o kojima ranije nije bilo reči.

Pojam isparavanja i pojam transpiracije tretirani su u članu 46. Međutim, ovde će se uvesti novi pojam: evapotranspiracija. Taj pojam predstavlja ukupno isparavanje sa jedinice zemljine površine koja je pokrivena nekim biljnim pokrivačem. To znači da je to zbir isparavanja sa površine zemljišta i transpiracije biljnog pokrivača koji se nalazi na tom zemljištu.

Postoji stvarna evapotranspiracija i potencijalna evapotranspiracija (60). Stvarna evapotranspiracija zavisi u velikoj meri: od vrste zemljišta, količine vode u zemljištu, odnosno zasićenosti zemljišta vodom, meteoroloških elemenata o kojima je bilo reči u čl. 46, i gustine i vrste postojeće vegetacije. Potencijalna evapotranspiracija predstavlja isparenu vodu sa zemljišta i biljaka kada je zemljište potpuno zasićeno vodom i kada je vegetacioni pokrivač u normalnom razviću, tj. potpuno pokriva dotičnu površinu zemljišta. Potencijalna evapotranspiracija zavisi od meteoroloških elemenata, o kojima je ranije bilo reči, i od dužine dana.

Pomoću Garnierovog isparitelja može se meriti potencijalno isparavanje sa površine zemljišta bez vegetacije i potencijalna evapotranspiracija sa zemljišta i vegetacije.

Opis instrumenta. — Ovaj instrumenat je dosta jednostavan. On se obično sastoji iz jednog cilindričnog suda (*A*) čija je visina oko 60 cm a prečnik oko 55 cm. Ovaj aparat predstavljen je na slici 121 (60).



Slika 121. Garnierov isparitelj.

Za ove svrhe upotrebljava se obično benzinsko bure koje je sa jedne strane potpuno otvoreno, a sa druge strane ima pri dnu okruglu rupu (B). Bure se zakopa u zemlju, tako da je otvor bureta gore (O) ravan sa zemljinom površinom. Iz okrugle rupe (B) pri dnu bureta vodi jedna metalna cev (C) kroz zemlju, koja mora biti galvanizirana, do suda (D) koji se nalazi u jednoj betoniranoj komori (G). I umesto ove betonirane komore može se upotrebiti takođe jedno benzinsko bure slično buretu (A). Gvozdena cev (C) od cilindričnog suda (A) do suda (D) mora biti blago nagnuta, da bi kroz nju voda što lakše oticala. Komora (G) mora biti nešto dublja od cilindričnog suda (A), a sa gornje strane ona mora biti pokrivena naročitim poklopcem (E), tako da prilikom padanja kiše voda od kiše ne može da uđe u komoru (G), onosno u sud (D).

U bure (A) naspe se prvo šljunka debljine oko 7,5 cm, a zatim se napuni zemljom istog tipa kao što je okolno zemljište.

Na agrometeorološkim stanicama postavljaju se dva isparitelja tipa Garnier. Kod prvog se površina zemljišta u sudu (A) održava bez vegetacije, a kod drugog se na površini zasadi neka biljna kultura. Tada isparitelj bez vegetacije služi za mere-

nje potencijalne evaporacije sa zemljine površine, a isparitelj sa vegetacijom služi za merenje potencijalne evapotranspiracije. Jedna komora (G) sa dva suda (D) može služiti za oba isparitelja.

Pre početka upotrebe ovog isparitelja potrebno je da se zemlja u isparitelju (A) potpuno zasiti vodom. To se postiže sipanjem vode iz kante sa rešetkom za polivanje (61). Voda se postepeno naliva sve dok se kroz odvodnu cev (C) ne počne voda da odliva i počne da kaplje u sud (D) u komori (G). Prvi put se sipa veća količina vode, jer zemlja u sudu (A) može da bude suva i da se odvoji od zidova suda. Pri većem sipanju vode zemlja se potpuno zasiti i zapuše se sve pukotine u njoj. Na početku odvodne cevi (*C*) kod otvora (*B*) u sudu (*A*) nalazi se bakarni filtar (*F*) koji sprečava da se kroz odvodnu cev kreću i čestice šljunka.

Kada se voda iz suda (*A*) potpuno ocedi, još uvek će ostati dovoljno vlage u zemljištu, tako da za buduće svakodnevno dolivanje neće biti potrebna velika količina vode. Ovo prvo zalivanje zemljišta u sudu (*A*) izvrši se dva dana ranije, pre nego što se počne sa redovnim osmatranjem, kako bi se do početka merenja isparavanja ocedila sva suvišna voda.

Način merenja. — Prvoga dana, kada se sa ovim isparitejem počne meriti, mora se u 7 časova iz suda (*D*) prosuti sva voda. Zatim se doliva određena količina vode, kroz izvesnu rešetku, u sud (*A*) iz staklene menzure (*M*) (slika 121). Ova menzura može da ima podelu u milimetrima (menzura za merenje padavina, vidi čl. 99), a može da ima podelu i u cm^3.

Sledećeg dana u 7 časova, prvo se menzurom izmeri voda iz suda (*D*), koja se u toku 24 časa procedila kroz zemljište i šljunak u sudu (*A*), pa se zatim istom menzurom, kroz rešetku, doliva izvesna količina vode u sud (*A*) dok voda ne počne da kaplje u sud (*D*). Tako se to ponavlja svakoga dana.

Potencijalno isparavanje sa golog zemljišta ili potencijalna evaporacija (*E*) dobija se po formuli (62):

$$E = R + Q - Z,$$

gde je: R — visina padavina u mm ili u cm^3,
Q — količina dolivene vode takođe u mm ili u cm^3,
Z — količina procedene vode u sudu (*D*) u toku 24 časa u mm ili u cm^3.

Količina isparene vode, koja se na našim agrometeorološkim stanicama određuje pomoću ovog isparitelja, ubeležava se u cm^3. Ako se za merenje dolivene i procedene vode upotrebljava menzura sa milimetarskom podelom (od kišomera tipa čiji je poprečni presek 200 cm^2) onda se lako može izračunati količina isparene vode u cm^3 sa jedinice površine, kada se zna površina poprečnog preseka suda (*A*).

Ako je prečnik cilindričnog suda (*A*) 55 cm, onda 237 cm^3 predstavlja sloj vode od 1 mm na toj površini.

Ako su na jednoj agrometeorološkoj stanici postavljena dva Garnierova isparitelja, i to jedan bez vegetacije a drugi sa nekom vegetacijom, onda se može odrediti veličina transpiracije sa dotične vegetacije u toku 24 časa. To će u stvari biti razlika između potencijalne evapotranspiracije sa suda sa vegetacijom i potencijalnog isparavanja sa suda golog zemljišta.

Preporučuje se da se procedena voda iz suda (*D*) upotrebljava i narednih dana za dolivanje vode u sud (*A*).

4. Empirijske formule za određivanje isparavanja. — Postoje razne empirijske formule za određivanje visine isparene vode. Jedna od tih formula je tzv. Meyerova jednačina koja ima oblik:

$$Q = (E - e)(15 + 3{,}36\ v),$$

u kojoj su: Q — visina isparene vode u mm za 30 dana; E — maksimalni napon vodene pare, koji odgovara srednjoj mesečnoj temperaturi vazduha; e — pritisak vodene pare, izračunat pomoću srednje mesečne temperature i odgovarajuće relativne vlažnosti vazduha; v — srednja mesečna brzina vetra u m/s na visini 10 m iznad zemljine površine.

Ova jednačina važi za manje i pliće basene koji nisu zaklonjeni od vetra.

Sem toga, Meyer je izradio grafikon (slika 122) za određivanje isparavanja sa slobodne vodene površine za mesec dana. Po apscisi je isparavanje u mm, a po ordinati srednja mesečna temperatura.

M. K. Tihomirov je malo izmenio Meyerovu jednačinu i dao joj oblik

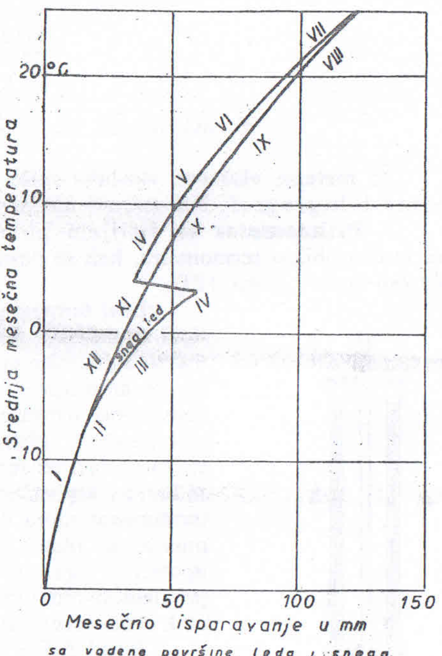
$$Q = (E - e)(15 + 3\ v).$$

Na osnovu praktičnih merenja u Zavoložju B. V. Poljakov je u poslednju jednačinu uveo redukcioni faktor (*R*) i ona je dobila oblik:

$$Q = R(E - e)(15 + 3\ v).$$

Redukcioni faktor (*R*) nije konstantan: on je manji od jedinice, a veći od 0. Pri višim temperaturama (*R*) ima manju vrednost i obratno. U jesenjim mesecima njegova se vrednost približava jedinici. Najmanja vrednost za (*R*), prema merenjima Poljakova, bila je 0,52. Srednja vrednost ovog redukcionog faktora iznosi 0,7 do 0,8.

B. V. Poljakov navodi da i Meyerov grafikon ne daje tačne podatke sem za zimske mesece za SSSR.



Slika 122. Meyerov grafikon za određivanje ukupnog isparavanja sa slobodne vodene površine za mesec dana.

Srednje mesečne vrednosti isparene vode u Beogradu po Wildovom efaporimetru (Q_1) i prema formuli Tihomirova (Q_2) su sledeće:

Meseci	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Q_1 =	12,3	19,0	43,2	58,6	63,5	67,6	85,7	73,1	57,2	34,0	22,5	15,2
Q_2 =	16,8	22,5	56,2	78,7	110,0	121,6	142,6	132,6	97,9	59,1	31,8	16,8

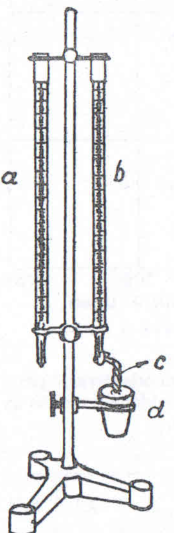
Kao što se iz tablice vidi, visina isparene vode u mm izmerena pomoću Wildovog evaporimetra je u svima mesecima manja od vrednosti izračunate po formuli Tihomirova.

XV

98. MERENJE VLAŽNOSTI VAZDUHA

Za merenje vlažnosti vazduha služe: psihrometri, higrometar, polimetar i higrograf. Psihrometri mogu biti sa fitiljem i sa aspiratorom.

1. Psihrometar sa fitiljem po Augustu. — Ovaj se psihrometar sastoji iz dva obična termometra, koji se postavljaju u vertikalnom položaju na gvozdenom stativu (slika 123).



Slika 123. Psihrometar sa fitiljem, po Augustu.

Levi termometar (a) naziva se suvi termometar i služi za merenje temperature vazduha u momentu osmatranja. Rezervoar sa živom d ugog termometra (b) obavijen je naročitim tankim muselinskim platnom. Prilikom nameštanja ovoga platna postupa se na sledeći način: odseče se parče platna 4 × 4 cm² i pokvasi vodom, pa se zatim postavi uz rezervoar termometra, a iznad rezervoara se krajevi krpice zavežu koncem. Muselinsko platno za termometar mora biti standardnog tipa. U slučaju da se muselinsko platno ne može nabaviti, može se za ovu svrhu upotrebiti i gaza (od zavoja za zavijanje rana), samo što se pri nameštanju mora uzeti dvostruka gaza, jer je ona veoma retka (prozračna) tkanina.

Iznad samog živinog rezervoara obavije se, oko termometarske cevi, u vidu omče, pamučni fitilj (C) prečnika oko 5 mm, ali tako da leži na krpici iznad rezervoara. Oba njegova kraja se upredu i spuste u čašicu (d) u kojoj se nalazi voda (destilovana, kišnica prokuvana ili obična voda takođe prokuvana). Takav termometar naziva se vlažni ili mokri termometar.

Fitilj (C) siše vodu iz čašice i voda prolazi kroz njegove kapilare i kvasi krpicu na živinom rezervoaru. Sa krpice se voda isparava, a usled toga se troši toplota, te je zato temperatura na ovom termometru niža nego na suvom. Samo se po sebi razume da je isparavanje sa krpice vlažnog termometra veće ukoliko je suvlji vazduh koji opkoljava termometre, te je zato veća i razlika između temperature suvog i vlažnog termometra. Obrnuto, što je vazduh vlažniji razlika između ovih termometara biće manja, jer je manje isparavanje sa krpice vlažnog termometra. Kada je vazduh zasićen vodenom parom, onda i suvi i vlažni termometar pokazuju istu temperaturu. Ovo se obično događa pri gustoj i vlažnoj magli kada sipi kiša izmaglica.

Pomoću temperature suvog i vlažnog termometra može se odrediti napon vodene pare (e), zatim relativna vlažnost vazduha (U). Pored ovih može se izračunati još i apsolutna vlaga (q), deficit zasićenosti (D) i temperatura rosne tačke (t_r).

Određivanje pritiska (napona) vodene pare po Augustovom psihrometru. — Pritisak vodene pare (e) po ovom psihrometru izračunava se po formuli:

$$q = KS\frac{E-e}{p},$$

gde je q — količina isparene vode, $E-e$ deficit zasićenosti, p — pritisak vazduha, S — veličina površine sa koje se isparava i K — koeficijenat proporcionalnosti. Ova formula može se primeniti i kod mokrog termometra. U takvom slučaju S je ravno površini rezervoara mokrog termometra, a E je maksimalni pritisak vodene pare pri temperaturi mokrog termometra koji se obeležava sa E_1. Ako se gornja jednačina pomnoži sa iznosom latentne toplote (r), dobiće se količina toplote Q, koja je potrebna za isparavanje količine vode q, tj:

$$Q = K\frac{E_1-e}{p}S\cdot r.$$

Ovu količinu toplote rezervoar gubi na isparavanje vode sa njegove površine. Pošto je usled toga temperatura mokrog termometra niža od temperature okolnog vazduha, to mokri termometar mora dobivati izvesnu količinu toplote od okolnog vazduha. Usled priliva toplote od okolnog vazduha stvara se izvesna ravnoteža između gubljenja toplote na isparavanje i priliva toplote. To se vidi otuda što posle kvašenja mokrog termometra njegova temperatura neko vreme brzo opada, zatim se opadanje temperature zaustavlja i ona dalje ne opada, čak i ako se produži kvašenje krpice na mokrom termometru. To označava da se gubitak toplote sa rezervoara nadoknađuje prilivom toplote od okolnog vazduha. Približno se može uzeti da je priliv toplote prema rezervoaru upravo proporcionalan razlici temperature suvog termometra (t) i vlažnog termometra (t_1). Taj priliv toplote može se izraziti sledećom jednačinom:

$$Q_1 = n(t-t_1)S,$$

gde je n — stalni koeficijenat.

Kako je $Q_1 = Q$ pri toplotnom ravnotežnom stanju, to je:

$$K\frac{E_1-e}{p}S\cdot r = n(t-t_1)S, \text{ ili}$$

$$E_1 - e = \frac{n}{K\cdot r}(t-t_1)p, \text{ odnosno}$$

$$e = E_1 - \frac{n}{K\cdot r}(t-t_1)p.$$

Prema ovoj poslednjoj tzv. psihrometarskoj formuli može se odrediti pritisak vodene pare (e).

Koeficijent $\frac{n}{K \cdot r}$ zavisi od brzine isparavanja. On je određen opitima, i njegova vrednost iznosi:

— U mirnom vazduhu u zatvorenom prostoru $\frac{n}{K \cdot r} = 0{,}00128$.

— U vazduhu, gde je strujanje oko 0,8 m/s, $\frac{n}{K \cdot r} = 0{,}0007947$. Ova vrednost uzima se kod psihrometra sa fitiljem po Augustu u termometarskom zaklonu.

— U vazduhu, gde je brzina strujanja oko 2 m/s, $\frac{n}{K \cdot r} = 0{,}000662$. Ova vrednost koeficijenta uzima se kod tzv. Assmannovog psihrometra, o kome će biti reči kasnije.

Prema tome, poslednja jednačina koja važi za psihrometar sa fitiljem ima oblik:

$$e = E_1 - 0{,}0007947\,(t - t_1)\,p.$$

Određivanje relativne vlažnosti vazduha. — Za određivanje relativne vlažnosti vazduha (u) služi sledeća formula:

$$U = \frac{e}{E}\,100.$$

U ovim formulama su:

e — napon vodene pare u mb.

t i t_1 — temperature vazduha po suvom i vlažnom termometru,

E i E_1 – maksimalni pritisci vodene pare u mb koji odgovaraju temperaturama t i t_1,

p — vazdušni pritisak u mb.

Za određivanje maksimalnih pritisaka vodene pare (E i E_1) služe tablice V na kraju udžbenika. U prvoj vertikalnoj rubrici nalaze se celi stepeni temperature vazduha, a u prvoj horizontalnoj rubrici nalaze se deseti delovi stepena temperature vazduha. Na preseku ovih rubrika nalazi se vrednost maksimalnog pritiska vodene pare u mb. Maksimalni pritisak vodene pare za negativne temperature dat je u tablici V za vazduh iznad leda.

Primeri:

a. Određivanje pritiska vodene pare (e): Ako je $t = 17{,}8°$, a $t_1 = 15{,}4°$, onda je po tablici V maksimalni pritisak (E), koji odgovara temperaturi suvog termometra od 17,8° ravan $E = 20{,}25$ mb, a maksimalni presek (E_1), koji odgovara temperaturi vlažnog termometra od 15,4°, ravan $E_1 = 17{,}41$ mb. Ako je vazdušni pritisak p = = oko 1006,6 mb, onda je pritisak vodene pare (e) ravan:

$$e = 17{,}41 - 0{,}0007947\,(17{,}8 - 15{,}4) \cdot 1006{,}6 = 15{,}49$$

b. Određivanje relativne vlažnosti: Iskoristi se napred navedena formula: $U = \frac{e}{E} \cdot 100$ i u njoj se zamene dobivene vrednosti za e i E, pa izlazi da je:

$$U = \frac{15{,}49}{20{,}25} \cdot 100 = 76\%.$$

Za brže određivanje pritiska vodene pare (e) i relativne vlažnosti (U) služe tablice: V, VI, VII (A), VII (B) koje se nalaze na kraju knjige. Ove su tablice izrađene za vazdušni pritisak od 1000 mb, a za pritiske koji se razlikuju od 1000 mb (npr. za nadmorske visine veće od 200 m), treba izvršiti popravku pri određivanju pritiska vodene pare i relativne vlažnosti vazduha. Ta popravka se takođe nalazi u tablici VI na kraju knjige (poslednja vertikalna rubrika).

Osmatranja na psihrometru sa fitiljem u toku zime pri temperaturi vazduha ispod 0° vrši se na sledeći način:

Ako je temperatura niža od —5,0°, tada se osmatranja na psihrometru po Augustu obustavljaju i čašica (d) sa vodom se sklanja a takođe i fitilj (C). Osmatranje temperature vazduha vrši se dalje samo na suvom termometru. U slučaju kada je temperatura vazduha niža od 0° ali viša od —5,0°, onda se vrši osmatranje i na vlažnom termometru, ali se menja način njegovog kvašenja. Pre vremena osmatranja na 30 minuta stavlja se ispod rezervoara sa živom vlažnog termometra čašica sa destilovanom vodom, tako da se živin rezervoar sa krpicom potopi u vodu. Zatim se čašica udalji. Ako se pri kvašenju mokrog termometra na dnu krpice (na vrhu rezervoara) uhvati kapljica vode, nju treba udaljiti oprezno sa krajem čašice. Zatim čekati 30 minuta, i u času osmatranja pročitati vrednost temperature na suvom i vlažnom termometru.

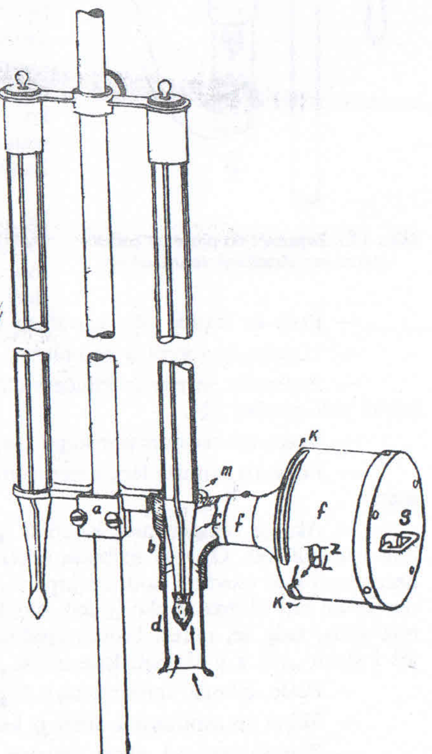
Augustov psihrometar postavlja se u termometarski zaklon. Krpica na vlažnom termometru menja se čim postane prljava, a to treba vršiti najmanje jedanput svakog meseca. Pamučni fitilj ne sme biti suviše dugačak, tj. rastojanje od termometarskog rezervoara sa krpicom do čašice sa vodom ne sme biti veće od 5 cm. Ako je pamučni fitilj suviše dugačak, onda voda, naročito leti, isparava sa samog fitilja i ne kvasi u dovoljnoj meri krpicu, te se stoga ne dobiju tačni podaci.

2. Psihrometar sa veštačkom ventilacijom (sa aspiratorom). — Ovakav psihrometar prikazan je na slici 124.

Rezervoar sa krpicom vlažnog termometra (bez ikakvog fitilja) stavlja se u staklenu zaštitnu cev (d) koja je produženje držača (b). Na mestu m, gde termometar ulazi u držač, stavlja se kožni ili gumeni prsten koji služi da termometar potpuno zatvori cev (b), te da vazduh tuda ne bi strujao.

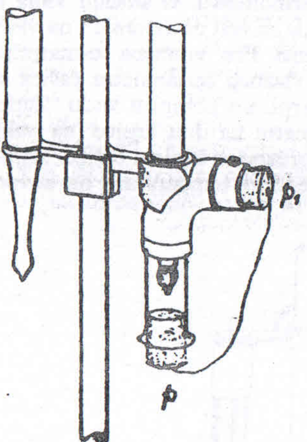
Pri osmatranju, krpica mora biti ovlažena, odnosno pri temperaturi ispod 0° ona može biti i obavijena tankim ledenim slojem.

Kvašenje krpice vrši se u letnjoj polovini godine pre osmatranja, a zimi posle osmatranja, i to na sledeći način: Napuni se specijalna čašica vodom (kišnicom



Slika 124. Psihrometar sa veštačkom ventilacijom (sa aspiratorom).

prokuvanom, vodom običnom takođe prokuvnom a najbolje destilovanom vodom), obično tri četvrti, i uvuče se odozdo u staklenu zaštitnu cev (d), dok se rezervoar sa krpicom ne potopi u vodu. Tada se čašica udalji i ostavi u svoje ležište, koje je obično napravljeno u nekom drvenom postolju tako da čašica stoji vertikalno. Da ne bi voda sa krpice brzo isparila, pri kvašenju posle osmatranja, i da ne bi padala prašina na krpicu, otvori na držaču zatvore se zapušačima od plute (P i P_1), kao što je prikazano na slici 125.



Slika 125. Zapušači od plute na psihrometru sa veštačkom ventilacijom.

Ali pri samom isparavanju potrebno je proizvesti brže isparavanje sa krpice na vlažnom termometru da bi se na njemu, usled gubitka latentne toplote, snizila što brže temperatura. Zato se upotrebljava aspirator (*f*) na slici 124, koji okretanjem propelera siše vazduh kroz staklenu cev (*d*) i stvara vazdušnu struju, oko vlažne krpice, brzine 2 do 3 m/s. Usled tog ventiliranja temperatura na vlažnom termometru opada dosta brzo, sve dotle dok se ne uspostavi ravnoteža između gubljenja toplote na isparavanje i priliva toplote od okolnog vazduha.

Vodu za kvašenje krpice treba čuvati u nekoj zatvorenoj flaši u samom termometarskom zaklonu. Isto tako i aspirator se drži u termometarskom zaklonu u nekoj drvenoj ili plehanoj kutiji.

Određivanje pritiska vodene pare (e) i relativne vlažnosti vazduha (U). — Pritisak vodene pare i relativna vlažnost pomoću ovog psihrometra određuju se na sledeći način:

— Prvo se izvade oba zapušača od plute (P i P_1, slika 125).

— U toku leta krpica se pokvasi pre osmatranja, kao što je napred rečeno.

— Aspirator se navije ključem (*S*, slika 124) i stavi na cev držača (*C*), kao što se vidi na slici 124.

— Vrata na termometarskom zaklonu se zatvore.

— Posle tri minuta leti, a pet minuta zimi, čitaju se brzo suvi i vlažni termometar.

— Ako je temperatura ispod 0° potrebno je ustanoviti da li je oko krpice bila voda ili led. Ovo se najbolje postiže ako se odozdo u staklenu cev (*d*) stavi nezarezani kraj olovke i dodirne krpica na rezervoaru. Ako je oko krpice bila voda, olovka će biti vlažna, a ako je led, olovka će biti suva. U slučaju da je oko krpice bila voda, tada se, pored brojne vrednosti temperature vlažnog termometra, stavi još i slovo „v", a u slučaju leda slovo „l". Npr., —2,4° (*v*), ili —3,6° (*l*).

— Posle čitanja termometara krpica se pokvasi.

— Skine se aspirator i stavi u kutiju gde se obično čuva.

— Zapušačima od plute zatvore se otvori na držaču.

Vreme od tri do pet minuta, koje je potrebno za ventiliranje vlažnog termometra mora se apsolutno uzeti u obzir, jer će se u slučaju dužeg ili kraćeg vremena dobiti sasvim pogrešne vrednosti vlažnosti. Čitanje se ne sme vršiti ako se aspirator

zaustavio, već se mora ponova naviti i čekati sve dok se živa u vlažnom termometru spušta. Kada prestane spuštanje žive, vrši se čitanje.

Pri temperaturi ispod 0° krpica se kvasi samo dotle dok se oko nje ne uhvati tanak ,okom vidljiv, sloj leda. Posle toga se krpica ne kvasi više, već se samo pri osmatranju vlažni termometar ventilira sve dok je sloj leda vidljiv. Kada sloj leda oko krpice postane nevidljiv, jer se on usled isparavanja istroši, tada se ponovo vrši kvašenje krpice. U slučaju da se nahvata deblji sloj leda oko krpice, onda rezervoar sa krpicom treba potopiti u toplu vodu i led istopiti.

Proveravanje aspiratora vrši se jedanput mesečno na sledeći način: Navije se aspirator ključem (S) i posmatra kroz otvor (L) dok se crta (l) na unutrašnjem mehanizmu ne poklopi sa crtom (z) na spoljašnjem zaštitnom omotaču (slika 124). Tada se kroz otvor (K) prstom zaustavi dalje obrtanje propelera u aspiratoru. Aspirator se ponovo navije ključem (S) do kraja; ukloni se prst sa otvora (K) i pusti da aspirator radi. U istom momentu osmotri se koliko sekundi pokazuje sekundna kazaljka na časovniku. Kada se posle izvesnog vremena ponovo crta (l), poklopi sa crtom (z) osmotri se na časovniku koliko je sekundi trajalo jedno potpuno obrtanje mehanizma u aspiratoru. Ovo se ponovi dva do tri puta i ustanovi se srednje vreme potpunog obrtanja mehanizma. Ako je aspirator u redu, onda jedno potpuno obrtanje mehanizma u aspiratoru treba da traje oko 100 sekundi.

Izračunavanje pritiska vodene pare (e) vrši se po formuli:

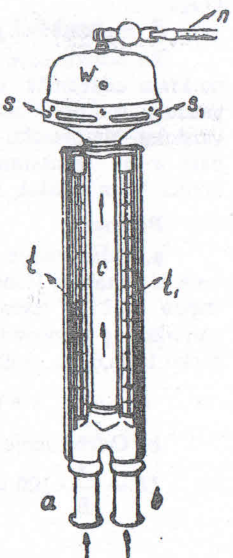
$$e = E_1 — 0{,}000662\,(t — t_1)\,p,$$

ili pomoću Sprungove formule koja ima oblik:

$$e = E_1 - \frac{1}{2}\,(t - t_1)\,\frac{p}{755}.$$

Za nadmorsku visinu od oko 200 metara, gde se pritisak ne menja znatno više od 1006,6 mb, Sprungova formula dobija oblik:

$$e = E_1 - 0{,}6666\,(t - t_1).$$



Slika 126. Aspiracioni psihrometar, po Assmannu.

Prema ovoj formuli izrađene su opširne tablice za određivanje pritiska vodene pare (*e*) i relativne vlažnosti (*U*). Ove tablice su izrađene za svaki deseti deo od stepena temperature. U prvoj horizontalnoj rubrici ovih tablica nalazi se vrednost vlažnog termometra (t_1), a u prvoj vertikalnoj rubrici nalazi se vrednost pročitana, u isto vreme, na suvom termometru (*t*). Na preseku ovih rubrika nalaze se dva broja. od kojih prvi broj predstavlja pritisak vodene pare (*e*) u mb, a drugi broj predstavlja relativnu vlažnost (*U*) u %.

Kada je temperatura ispod 0°, onda treba obratiti pažnju da li je pri osmatranju oko krpice bio led ili voda. U slučaju da je oko krpice bio led, onda se vlažnost određuje na onim stranicama opširnih tablica na kojima pri vrhu piše reč „led". Ako je oko krpice pri osmatranju bila voda, i pored temperature ispod 0°, onda se vlažnost određuje na onim stranicama gde pri vrhu piše reč „voda".

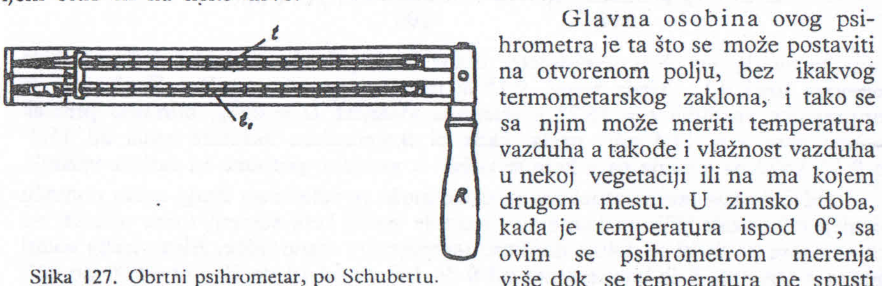
Pri traženju vlažnosti u opširnim tablicama treba uvek prvo tražiti temperaturu (t_1) pročitanu na vlažnom termometru, pa onda prema njoj u vertikalnoj rubrici tražiti temperaturu (t) pročitanu na suvom termometru.

3. Aspiracioni psihrometar po Assmannu. — Ovaj psihrometar sastoji se takođe od dva termometra,od kojih jedan služi kao suvi a drugi kao vlažni (slika 126).

Termometri kod ovog psihrometra zaštićeni su od neposrednog sunčevog zračenja pomoću metalnog poniklovnaog oklopa. Rezervoari termometra imaju duguljasti oblik i stavljeni su u metalne poniklovane cevi (a i b) sa duplim zidovima, a između ovih zidova je sloj vazduha. Zidovi ovih cevi, a takođe i sloj vazduha između njih, štite rezervoare termometara od neposrednog sunčevog zračenja, a takođe i od toplote okružujućih predmeta. Cevi u kojima se nalaze rezervoari termometara sjedinjuju se u jednu opštu metalnu cev (C), koja vodi do ventilacionog aspiratora (W). Ovaj se aspirator navija ključem i on siše vazduh kao što pokazuju strelice na slici 126. Vazduh struji oko oba rezervoara termometara i ventilira ih. Brzina strujanja ovog vazduha iznosi oko 2 m/s.

Kvašenje vlažnog termometra (t_1) vrši se pomoću gumene kruške na čijem se kraju nalazi staklena cevčica. Prečnik ove staklene cevčice je malo veći od prečnika živinog rezervoara, tako da rezervoar može da uđe u cevčicu. Kvašenje se vrši na sledeći način: Gumena kruška stegne se rukom i staklena cevčica zavuče u vodu. Gumena kruška se otpusti i tada se, kroz cevčicu, ona napuni vodom. Staklena cevčica se zavuče odozdo u metalnu cev (b), tako da rezervoar vlažnog termometra (t_1) uđe u ovu staklenu cevčicu. Gumena kruška se stegne i iz nje kroz cevčicu izađe voda koja pokvasi krpicu na vlažnom termometru. Kruška se odstrani i navije aspirator (W). Čeka se tri do pet minuta i čitaju se vrednosti na termometrima.

Ovaj psihrometar se postavlja pomoću viljuške (n) na neki specijalno postavljeni stub ili na neko drvo.



Slika 127. Obrtni psihrometar, po Schubertu.

Glavna osobina ovog psihrometra je ta što se može postaviti na otvorenom polju, bez ikakvog termometarskog zaklona, i tako se sa njim može meriti temperatura vazduha a takođe i vlažnost vazduha u nekoj vegetaciji ili na ma kojem drugom mestu. U zimsko doba, kada je temperatura ispod 0°, sa ovim se psihrometrom merenja vrše dok se temperatura ne spusti do ispod —10°. Da bi se otvori na aspiratoru (S i S_1), gde izlaze vazdušne struje, zaštitili od vetra, postoji naročiti zaštitnik koji se stavi na aspirator (W) oko ovih otvora i to sa one strane odakle vetar duva. Ako se ovaj vetrobran slučajno izgubi, onda se psihrometar obesi na stub ili neko drvo, tako da je bar donekle ovim stubom zaklonjen od vetra, tj. obesi se sa one strane koja je u zavetrini.

Izračunavanje vlažnosti vazduha pomoću pročitanih vrednosti temperature na suvom i vlažnom termometru ovog psihrometra vrši se takođe pomoću opširnih psihrometarskih tablica, i to na isti način kako je napred rečeno kod psihrometra sa veštačkom ventilacijom.

4. Obrtni psihrometar po Schubertu. — Obrtni psihrometar predstavljen je na slici 127, i služi kao terenski instrumenat; za određivanje vlažnosti vazduha pomoću njega nije potreban termometarski zaklon, već se može meriti na otvorenom polju. Za rukovanje sa ovakvim aparatom ipak je potrebna izvesna praksa. Ali je njegova upotreba dosta pogodna.

Ovaj se psihrometar takođe sastoji iz dva termometra suvog (t) i vlažnog (t_1). Rad sa njim je sledeći:

— Pokvasi se krpica na vlažnom termometru (t_1).

— Uhvati se rukom za ručicu (R) i obrću termometri oko ručice iznad glave osmatrača. Rezervoari termometara prosecaju vazduh i na taj način se ventiliraju.

— Ovo obrtanje vrši se tri do pet minuta i zatim se brzo pročitaju vrednosti na termometrima.

Pritisak vodene pare i relativne vlažnosti određuje se po opširnim tablicama a prema pročitanim vrednostima na suvom i vlažnom termometru.

Napomene: Ovde se moraju izneti još neke napomene koje važe kako za psihrometar po Assmannu tako i za obrtni psihrometar po Schubertu, i to:

— Telo, čija se temperatura razlikuje od temperature vazduha, ne sme se nalaziti u blizini termometarskih razervoara za vreme merenja.

— Za vreme čitanja na termometrima instrumenat se mora nalaziti u zavetrenoj strani a takođe i u hladu.

— Kada se Assmannov psihrometar drži u ruci za vreme čitanja i merenja mora se paziti da se on ne nagne, te da se otvori na cevima (a i b) izlože vetru.

— Čitanje treba vršiti kada se osmatrač uveri probnim osmatranjem da se živa u vlažnom termometru više ne spušta niti se uzdiže.

5. Higrometar od Koppea. — Glavni deo na ovom higrometru, koji se iskorišćava za merenje relativne vlažnosti vazduha, jeste čovečja kosa. Kosa ima higroskopne osobine, tj. ona upija vlagu iz vazduha i pri tome se izdužuje. Ako je vazduh suvlji, kosa se skraćuje. Ovo izduživanje i skraćivanje kose prenosi se preko kazaljke, koja na skali pokazuje relativnu vlažnost vazduha u procentima. Prema tome, higrometar nije samostalni instrumenat već služi za dopunu i kontrolu podacima dobivenim pomoću psihrometara, naročito zimi.

Kosa koja se za ove svrhe upotrebljava, mora biti preparirana, tj. iz nje mora biti odstranjena sva masnoća.

Ovaj higrometar ima kao merni elemenat samo jednu vlas (K), koja je pričvršćena na gornjem delu mesinganog okvira za osnovu (a). Na donjem delu ova vlas ide preko obrtne osovine na kojoj se nalazi kazaljka (Z). Na samom donjem kraju kosa je zategnuta pomoću malog tega (P), tako da se pri najmanjoj promeni vlažnosti vazduha produžuje ili skraćuje, a kazaljka (Z) se kreće na desno ili levo. Iza kazaljke se nalazi pričvršćena skala (S) lučnog oblika sa podeljcima od 0 do 100%, tj. od stanja potpuno suvog do stanja potpuno zasićenog vazduha. Svaki higrometar snabdeven je jednim termometrom, koji služi za istovremeno određivanje temperature vazduha. Tako se pomoću temperature i relativne vlažnosti može odrediti pritisak vodene pare (e) i temperatura rosne tačke (t_r).

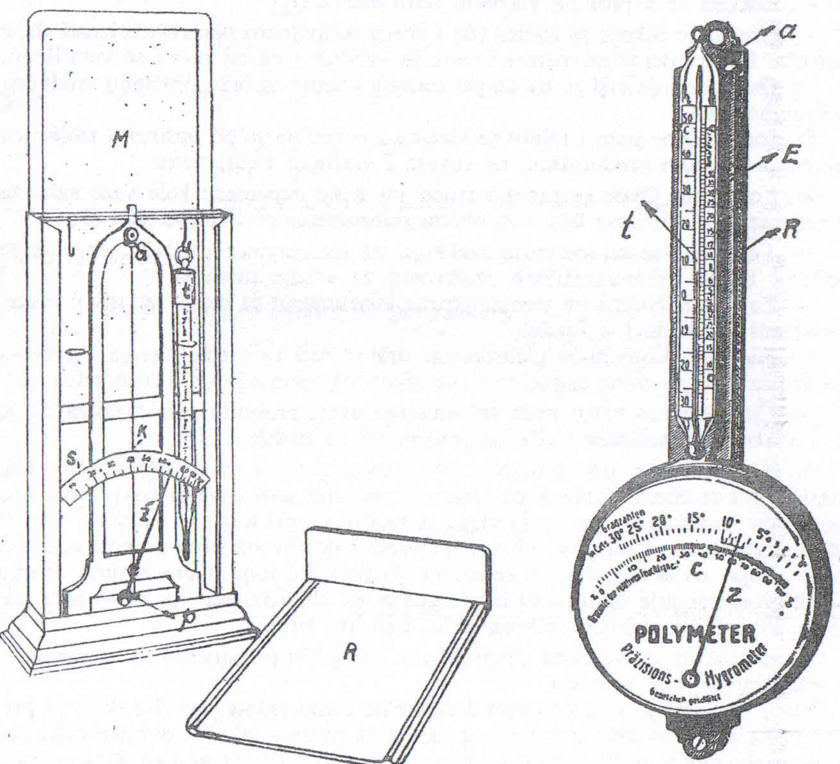
Higrometar se postavlja u termometraski zaklon i to tako da se zaklopac (R), ram sa platnom (M) i staklena četvorougaona ploča odstrane, te da vazduh slobodno struji oko vlasi (K).

Higrometar se korigira prema vrednostima relativne vlažnosti koje se istovremeno dobijaju pomoću psihrometra. Ali ako psihrometar ne postoji, onda se higrometar kontroliše na sledeći način:

— Sa prednje strane higrometra stavi se četvorougaona staklena ploča u odgovarajuće ležište.

— Pokvasi se muselinsko platno u ramu (M) i pusti da se voda ocedi, pa se zatim stavi sa zadnje strane higrometra u unutrašnji oluk.

— U spoljašnji oluk, sa zadnje strane, uvuče se limeni poklopac (R).



Slika 128. Higrometar od Koppea.

Slika 129. Polimetar.

Voda sa platna (M) isparava i posle 20—30 minuta zasiti zatvoreni vazduh u unutrašnjosti higrometra. Tada treba kazaljka (Z) da pokazuje 96% relativne vlažnosti. Ako kazaljka ne pokazuje 96%, onda se pomoću naročitog ključa obrne osovina (a) i dovede kazaljka na podeljak 96%. Posle toga se poklopac (R), platno (M) i staklena ploča udalje, a psihrometar stavi u termometarski zaklon radi upotrebe.

Proveravanje treba vršiti dva puta mesečno: 1. i 15. u mesecu.

6. Polimetar. — Polimetar služi kao kombinacija između termometra i higrometra sa kosom. Kao elemenat za merenje relativne vlažnosti i kod njega služi snop kose koji je zategnut između mesinganog rama (R), i to od zavrtnja (a) do kazaljke (Z). Ovaj instrumenat prikazan je na slici 129.

Na polimetru se nalazi termometar koji ima dve skale: levu za temperaturu (t) i desnu za odgovarajuće maksimalne pritiske vodene pare (E). Na donjem okruglom delu nalaze se takođe dve lučne skale. Donja od ovih skala služi za relativnu vlažnost

vazduha u procentima, a gornja skala zove se skala stepenskih brojeva; to su obični Celsiusovi stepeni temperature, pomoću kojih treba odrediti za koliko bi stepeni trenutna temperatura trebalo da se snizi pa da dođe do kondenzacije vodene pare, koja se u tom momentu nalazi u vazduhu.

Prema tome, polimetar služi za određivanje relativne vlažnosti, temperature vazduha i temperature rosne tačke. Relativna vlažnost vazduha određuje se neposrednim čitanjem na skali (C), i to tamo gde stoji srednji deo kazaljke (Z). Temperatura (t) se čita takođe neposredno na levoj skali termometra. A temperatura rosne tačke određuje se na sledeći način:

— Pročita se na skali (C) relativna vlažnost (U), a na desnoj strani termometarske skale, na visini gde je kraj živinog konca, pročita se maksimalni pritisak vodene pare (E). Iz formule:

$$U = \frac{e}{E}\,100 \text{ nadje se pritisak vodene pare } e = \frac{U \cdot E}{100}.$$

Ako se nađena vrednost za (e) uzme na desnoj strani termometarske skale, pa se onda gleda kojoj to vrednosti odgovara na levoj stani termometarske skale, dobiće se vrednost temperature rosne tačke. U stvari, to će biti ona temperatura do koje treba vazduh da se rashladi, pa da količina vodene pare koja se u tom momentu nalazi u vazduhu zasiti vazduh, tj. da pritisak vodene pare (e) postane maksimalni pritisak (E).

Primer: U visini živinog konca na levoj strani skale termometra čita se temperatura $t = 15{,}7°$. Ovoj temperaturi odgovara na desnoj strani skale maksimalni pritisak vodene pare $E = 17{,}7$ mb. Ako u tom momentu kazaljka (Z) pokazuje relativnu vlažnost $U = 65\%$, onda je iz formule:

$$e = \frac{U \cdot E}{100}, \text{ tj. } e = \frac{65 \cdot 17{,}7}{100} = 11{,}50 \text{ mb}.$$

Kada se na desnoj skali termometra uzme broj 11.5, njemu na levoj strani skale odgovara broj 9,1. Prema tome, 9,1° je temperatura rosne tačke. Znači, ako je temperatura vazduha $t = 15{,}7°$ a relativna vlažnost $U = 65\%$, odnosno pritisak vodene pare $e = 11{,}5$ mb, onda, kada bi temperatura vazduha spala od 15,7° na 9,1°, količina vodene pare koja se nalazi u vazduhu potpuno bi zasitila vazduh.

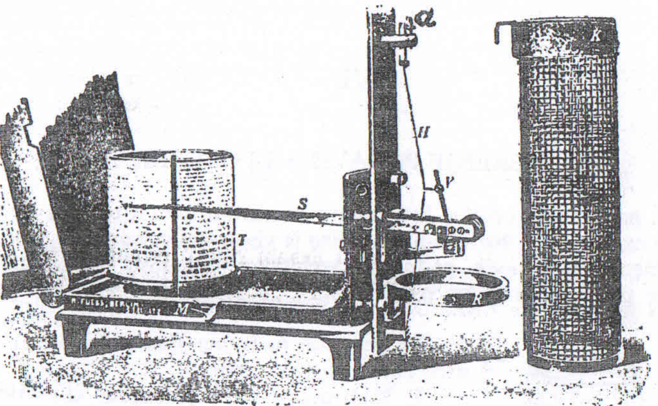
Određivanje temperature rosne tačke može se vršiti i na drugi način pomoću gornjeg dela skale (C), na kome se pokazuje koliki broj stepeni treba oduzeti od temperature (t) da bi se dobila direktno temperatura rosne tačke. Ali tu treba voditi računa o tome da li je temperatura od 0 do 10°, ili od 10 do 20°, ili od 20 do 30°, pa prema tome čitati na onom mestu gde se nalazi jedan od zubaca kazaljke (Z). Iz tog razloga kazaljka (Z) je i napravljena u vidu trokrake viljuške. Prvi levi krak viljuške služi kada je temperatura od 0 do 10°, drugi srednji krak viljuške služi kada je temperatura od 10 do 20° i treći krak viljuške (sleva nadesno) služi kada je temperatura vazduha od 20 do 30°.

Proveravanje polimetra vrši se na sledeći način:

Obesi se polimetar na zid i kvasi se snop kose sa jedne i druge strane pomoću pera od živine ili pomoću pumpice za kolonjsku vodu. Ako se pri tome pokvase i obrtne osovine i drugi prenosni delovi, kapljice vode moraju se sa njih odstraniti pomoću duvaljke ili pomoću pera od živine. Pri tome se mora paziti da se ne ošteti snop kose.

Tako pokvašen polimetar posle 20 do 30 minuta mora pokazivati relativnu vlažnost 95—98%. Ako ne pokazuje tu vlažnost, onda se pomoću zavrtnja (a) na slici 129. kazaljka dovede na podeljak 98%.

7. Higrograf. — Ovaj instrumenat služi za registraciju promena relativne vlažnosti vazduha u toku vremena. Predstavljen je na slici 130.



Slika 130. Higrograf.

I kod higrografa je glavni deo snop ljudske kose (H) koji je u vezi sa polugom (V). Pri izduživanju i skraćivanju kose, što zavisi od vlažnosti vazduha, poluga (V) se pomera levo ili desno. Ovo pomeranje poluge (V) prenosi se na horizontalnu polugu (S), koja se pomera nagore ili nadole. Na kraju poluge (S) nalazi se pero sa mastilom koje na traci hartije registruje promene relativne vlažnosti vazduha. Inače je sve ostalo kod higrografa isto kao i kod termografa. Svežanj kose (H) zaštićuje se žičanom mrežom.

Higrograf se upoređuje sa vrednostima relativne vlažnosti koje se u isti momenat dobiju pomoću psihrometra. Ako postoji veliko odstupanje, onda se okretanjem zavrtnja (a) dovede da higrograf pokazuje istu vrednost relativne vlažnosti, kao što je ona koja je dobivena pomoću psihrometra u isti momenat.

Kosa je na nekim higrografima razapeta u horizontalnom položaju.

8. Određivanje temperature rosne tačke pomoću psihrometra. — Pomoću vlažnog i suvog termometra nađe se vrednost pritiska vodene pare (e). Uzme se tablica V (na kraju knjige) i među brojevima u njoj pronađe vrednost za (e), pa se zatim gleda kojoj temperaturi odgovara. Ta temperatura biće temperatura rosne tačke.

Primer: $t = 16{,}2°$ i $t_1 = 13{,}6°$. Ako je to bio psihrometar sa fitiljem, onda je, prema tablicama V i VI, pritisak vodene pare $e = 13{,}46$ mb. Sada se 13,46, odnosno njemu najbliži broj 13,42, nađe u tablici V. Taj broj stoji na preseku rubrika sa brojevima 11 (u prvoj vertikalnoj rubrici) i 0,4° (u prvoj horizontalnoj rubrici). Prema tome, temperatura rosne tačke biće 11,4°.

Na sličan način se nalazi temperatura rosne tačke i kada se čitanje suvog i vlažnog termometra vrši na psihrometru sa veštačkom ventilacijom, samo što se onda služi opširnim tablicama pri određivanju napona vodene pare (e).

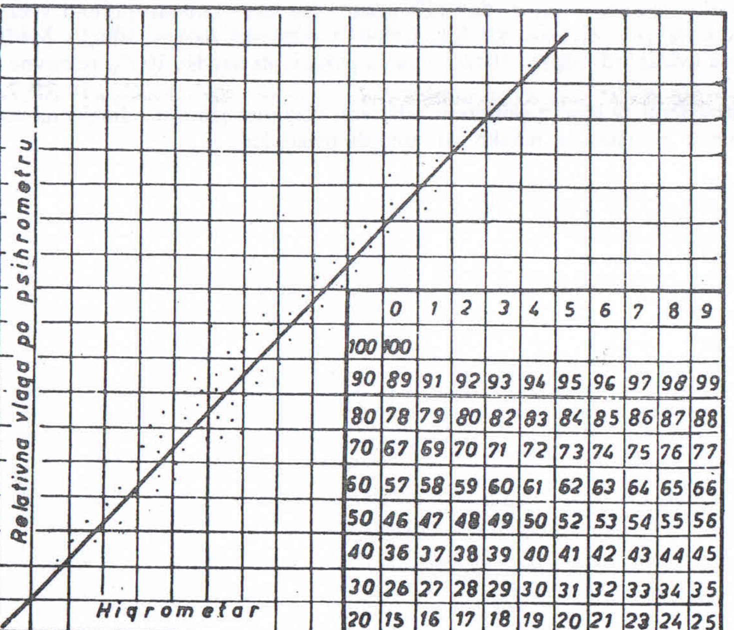
OPŠTI ZAKLJUČAK

Najtačnija vrednost vlažnosti vazduha dobije se pomoću psihrometra sa aspiratorom, naročito ako je podešen da ventilira oba termometra (suvi i vlažni). Sa ovakvim psihrometrom vlažnost se može odrediti na svima temperaturama iznad i ispod 0° (u opsegu razmaka termometraskih skala). Isto tako tačne vrednosti napona vodene pare i relativne vlažnosti vazduha dobiju se i pomoću Assmannovog psihrometra, ali zimi samo do temperature —10°. Što se tiče psihrometra sa fitiljem, on je podesan za pozitivne temperature vazduha. Za negativne temperature do —5° dobiju se još prilično tačne vrednosti. Ali za niže temperature je neupotrebljiv.

Prema tome, za temperature ispod —5°, ako se nema psihrometar sa aspiratorom, treba se meriti higrometrom, polimetrom i higrografom pri određivanju relativne vlažnosti vazduha. Da bi se dobili što tačiji podaci pomoću ovih instrumenata, daje se sledeće uputstvo:

Da bi se u toku zime iskoristio higrometar, potrebno je u sva tri jesenja meseca vršiti jednovremeno osmatranja na higrometru i psihrometru, sve dok ne nastupe niske temperature. Iz ovih osmatranja sastavi se jedan dijagram, kao što se vidi na slici 131. Ovaj dijagram se sastavi na sledeći način: uzme se koordinatni sistem i po apscisi nanesu podele koje odgovaraju pročitanim vrednostima relativne vlažnosti na higrometru, a po ordinati se nanesu podele koje odgovaraju relativnoj vlažnosti vazduha dobivenoj po psihrometru.

Kada se pročita higrometar i u isto vreme odredi vlažnost po psihrometru, onda se po apscisi uzme vrednost dobivena po higrometru a po ordinati vrednost



	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
100	100									
90	89	91	92	93	94	95	96	97	98	99
80	78	79	80	82	83	84	85	86	87	88
70	67	69	70	71	72	73	74	75	76	77
60	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
50	46	47	48	49	50	52	53	54	55	56
40	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
30	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
20	15	16	17	18	19	20	21	23	24	25

Slika 131. Dijagram za ispravljanje relativne vlažnosti vazduha sa higrometra zimi, prema Maljčenku.

relativne vlažnosti određene po psihrometru. Na preseku ovih vrednosti stavi se u koordinatnom sistemu tačka. Tako se uradi za svako osmatranje u toku tri jesenja meseca. Ako je higrometar dobar, sve ove tačke neće zahvatiti široki prostor Posle tri meseca povuče se prava linija kroz sredinu ovih tačaka, ali tako da polovina tačaka bude sa jedne a polovina sa druge strane ove prave linije.

U toku zime ovaj dijagram se iskorišćava na sledeći način:

Pročita se vrednost na higrometru i ta vrednost se uzme na apscisi slike 131. Ide se vertikalno uvis do prave linije i zatim horizontalno do ordinate, gde se pročita relativna vlažnost. Na taj način se ispravljaju vrednosti relativne vlažnosti koje su pročitane na higrometru.

Kada se počne sa unošenjem tačaka u koordinatni sistem (slika 131), onda se higrometar više ne sme doterivati prema vrednostima relativne vlažnosti dobivenim po psihrometru.

Prema napred iznetom dijagramu može se sastaviti i tablica, kao što je to urađeno u desnom donjem uglu na slici 131. U prvoj vertikalnoj rubrici ove tablice date su desetice relativne vlažnosti, koje pokazuje higrometar, a u prvoj horizontalnoj date su jedinice. Na njihovom preseku nalazi se ispravljena vrednost relativne vlažnosti.

Pri niskim temperaturama higrometar radi pouzdano samo dok je vlas kose čista, tj. dok se na njoj ne nahvata inje ili ledena obloga. Usled inja ili ledene obloge istezanje kose može biti mehanički sprečeno. Na svaki način kosa u takvom slučaju pokazuje obično veliku inertnost. Da bi se kosa oslobodila od inja ili leda, treba higrometar ili higrograf uneti u toplu sobu, gde se inje otopi i kosa osuši, pa se posle vrati na svoje mesto.

Sve dok je kosa suva, tj. dok nije prekrivena ma i tankom opnom vode, ona može pokazivati prezasićenost vazduha (relativna vlažnost veća od 100%). Međutim, ako se kosa ovlaži (od magle i slično) ona će pokazivati najviše 100% relativne vlažnosti.

Instrumenti sa kosom pokazuju relativnu vlažnost samo u odnosu na vazduh iznad vodene površine, a nikako na vazduh iznad leda.

XVI

99. MERENJE PADAVINA IZ OBLAKA

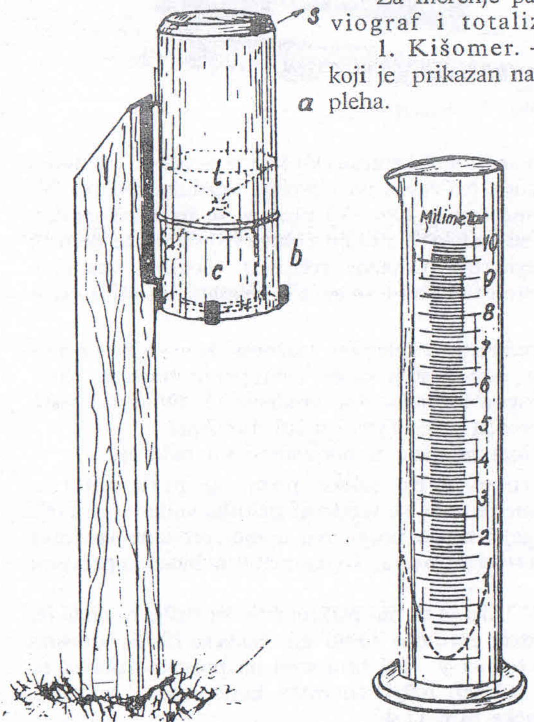
Merenje padavina iz oblaka, koje padnu na zemlju, bilo u tečnom ili čvrstom stanju, vrši se na taj način, što se odredi koliko je visok sloj vode u mm, koji u toku izvesnog vremenskog perioda padne na vodoravnu površinu. Količina,odnosno visina, čvrstih padavina meri se na isti način, samo što se prethodno padavine istope.

Za merenje padavina služe: kišomer, pluviograf i totalizator.

1. Kišomer. — To je običan cilindrični sud, koji je prikazan na slici 132, izrađen od cinkovog pleha.

Gornji otvor ovog suda je 200 cm², a prečnik 160 mm. On se sastoji iz tri dela: gornjeg(a), donjeg (b) i kantice (c). Na gornjem kraju kišomera nalazi se mesingani prsten (s) koji ima oštru ivicu, kako bi se kapi, koje padnu na ovu oštru ivicu, predvajale (sekle) i tako unutra padale samo one kapi koje padaju na poprečnom preseku od 200 cm². Ovaj gornji deo kišomera je pri dnu sužen u vidu levka (l), i kiša se kroz njega sliva u kanticu (c), koja je postavljena u donjem delu kišomera.

Kišomer se postavlja na što je moguće otvorenijem terenu i to tako da mu gornji otvor bude na visini 1 m od zemljine površine.



Slika 132. Kišomer za hvatanje padavina.

Slika 133. Menzura (čaša) za merenje visine padavina.

Pri merenju visine padavina voda se izliva iz kantice (c) u staklenu menzuru (čašu) koja ima na sebi numerisanu podelu od 0 do 10. Ti numerisani brojevi predstavljaju cele milimetre visine padavina na horizontalnoj površini. Ova menzura predstavljena je na slici 133.

Između ovih numerisanih podeljaka nalazi se devet kraćih crtica koje, u stvari, predstavljaju desete delove milimetra. Uz kišomer određenog otvora sleduje i specijalna menzura. Tako uz Hellmannov kišomer (slika 132), čiji je otvor 200 cm², odnosno prečnik 160 mm, sleduje menzura (slika 133) čiji je prečnik oko 4,5 cm.

Merenje visine padavina vrši se u 7 časova po zvaničnom vremenu, tj. u našoj zemlji po srednjoevropskom vremenu. Izmerena visina padavina računa se kao suma padavina za taj dan, kada je merenje izvršeno, i tako se upisuje u dnevnik osmatranja i mesečni izveštaj.

Kada treba izmeriti visinu padavina od palog snega, onda se kišomer, sa napadalim snegom u njega, unosi unutra u zagrejanu prostoriju i ostavi malo dalje od peći dok se sneg ne istopi. Otvor kišomera treba pokriti odozgo nekim poklopcem (kartonom od hartije) da ne bi sneg pri topljenju isparavao. Kad se sneg u kišomeru istopi, onda se istopljena voda iz kantice sipa u menzuru i izmeri visina padavina na isti način kao kad je pala kiša.

Na svakoj stanici treba imati dva kišomera, te se vrši zamena kišomera u slučaju, da u času merenja pada sneg. To znači, dok se jedan kišomer sa snegom drži u sobi da se sneg istopi,dotle drugi kišomer stoji postavljen napolju na određenom mestu.

Visina padavina od 1 mm vode odgovara 1 litru vode na 1 m² zemljine površine, ili 10.000 litara na 1 hektar zemljine površine. Ipak, kada se govori o količini padavina, uvek se misli na visinu odgovarajućeg sloja vode.

U slučaju da se staklena menzura na meteorološkoj stanici razbije, onda se merenje visine padavina može izvršiti u gramovima. Jer od jedne do druge numerisane crte na menzuri (slika 133) ima 20 grama vode. To znači, sloj vode od 1 mm u menzuri predstavlja količinu vode od 20 grama. Prema tome, količina vode od pale kiše ili snega izmeri se na terazijama u gramovima i taj broj podeli sa 20, te se tako dobije visina vode u mm. Može se čak i količina vode od padavina izmeriti u cm³ (pošto je 1 cm³ vode približno težak 1 gram) i onda podeliti isto sa 20, te se tako dobije približna visina vode u mm.

2. Pluviograf (ili ombrograf) po Hellmannu. — Poprečni otvor pluviografa je takođe 200 cm² kao i kod kišomera. Takav aparat prikazan je na slici 134.

Kiša pri padanju prolazi kroz otvor (a), na kome se takođe nalazi mesingani prsten sa oštrom ivicom kao kod kišomera. Odatle se voda sliva kroz savijenu cev u cilindrični mesingani sud (G) U cilindričnom sudu (G) nalazi se plovak, na čijoj je osi pričvršćen krak poluge sa perom. Kada se kiša sliva u sud (G), ona izdiže plovak uvis, a to znači izdiže i osovinu (S), a sa njom polugu sa perom. Na taj način pero na traci registruje količinu vode od pale kiše. Ako kiša ne pada, pero piše po nultom podeljku. Pero se počne uzdizati čim kiša počne padati. Na traci ovog pluviografa može se registrovati samo do 10 mm visine padavina. A kada se pero izdigne samo do 10 mm, tada se voda izdigne, kako u sudu (G) tako i u staklenoj cevi (b), i to do njenog gornjeg savijenog dela (po zakonu o spojenim sudovima). U tom momentu voda se isprazni sva (200 cm³) kroz cev (b), i pero se spusti vertikalno nadole do nulte linije. Ako kiša i dalje pada, pero se ponovo uzdiže uvis.

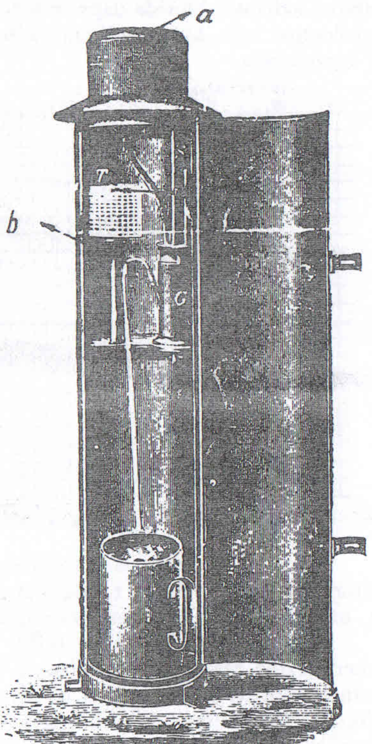
Valjak (T) se okrene jedanput za 24 časa, a satni mehanizam u njemu navija se svakih 7 dana jedanput. Traka na ovom valjku menja se u 7 časova po lokalnom vremenu i to samo ako je u proteklih 24 časa padala kiša. Ako kiša nije padala,

onda se u 7 časova u pluviograf uspe malo vode i pero se uzdigne iznad nulte linije, pa onda ponovo piše horizontalnu liniju koja je paralelna nultoj liniji. Ako i toga dana kiša ne pada, opet se sledeće jutro u 7 časova dospe malo vode, te pero ponovo piše horizontalnu liniju. Tako se pri sušnom periodu jedna traka može iskoristiti za više dana. Kada se takva traka skine, potrebno je pored svake horizontalne linije zabeležiti na koji se datum odnosi.

Ako kiša nije padala potrebno je u 7 časova valjak rukom malo obrnuti u smislu njegovog redovnog okretanja, i to tako da mu se pero postavi na 7 časova. Traka sa stvarnom registracijom kiše prikazana je na slici 135.

Ova traka, kao što se vidi, izdeljena je na vertikalne i horizontalne linije. Svaka vertikalna linija predstavlja vreme od 10 minuta, a linije koje obeležavaju časove obeležene su numerički. Horizontalne linije predstavljaju milimetre kiše, i to celi milimetri obeleženi su od 0 do 10 a između celih nalaze se deseti delovi milimetra.

Na slici 135. vidi se kako izgleda stvarna registracija kiše. Pero je upisalo vertikalne linije (a i b) pri pražnjenju vode iz suda (G). Horizontalne linije pero je pisalo kada kiša uopšte nije padala. Kose linije predstavljaju krive kada je kiša padala. Ukoliko ove kose linije imaju vertikalniji položaj utoliko je veći intenzitet kiše. Prema tome, ovaj instrumenat registruje ne samo količinu padavina od kiše, već se na osnovu njegove registrovane krive može odrediti intenzitet, odnosno jačina kiše u jedinici vremena, zatim čas početka i čas svršetka padanja kiše.

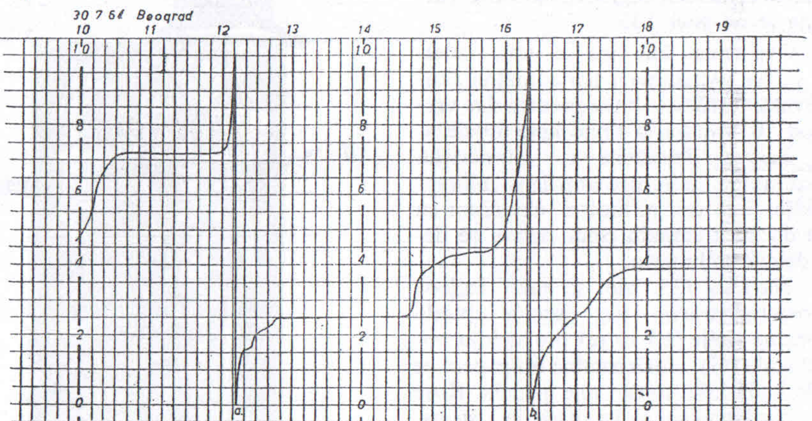


Slika 134. Pluviograf (ili ombrograf) po Hellmannu.

Pluviograf se upotrebljava samo na temperaturi iznad 0°. Čim nastane zima i temperatura se spusti ispod 0°, sud (G) se skine sa pluviografa i ostavi u sobu dok se otvor (a) (na slici 134) zatvori naročitim poklopcem. Tako se ostavi do proleća, kada opet temperature budu iznad 0°.

Postoje pokušaji da se pluviograf upotrebljava i u toku zime, na taj način što se sud u koji npr. pada sneg zagreva električnim putem i tako se sneg otapa. Međutim, ovde su se pokazale izvesne teškoće i takav način merenja ne daje sigurne rezultate. Jedino su električni grejači kod pluviografa korisni u prelaznim godišnjim dobima, kada se može desiti da između dana sa pozitivnim temperaturama nastupi jedan ili više dana sa temperaturom ispod 0°. Tada električni grejač otapa sneg i ne dozvoljava da se u cilindru (G) (slika 134) voda zamrzne. Pošto je to obično kratkotrajno, ubrzo se uspostavlja normalan rad sa pluviografom.

3. Totalizator. — Za merenje visine padavina u planinskim predelima, gde se u svako doba godine ne može doći (npr. zbog velikih snegova), upotrebljava se tzv. totalizator. Totalizator ima otvor kao i obični kišomer od 200 cm², ali mu je sud proširen tako da može da uhvati oko 100 litara vode. Gornji otvor, gde padavine upadaju u totalizator, zaštićen je od vetra zaštitnim levkom. U unutrašnjost totalizatora ubaci se rastvor kalcijum-hlorida, koji služi za topljenje snega i održavanje vode u tečnom stanju na temperaturi okolnog vazduha ispod 0°. Iznad rastvora kalcijum-hlorida uspe se u totalizator još 1 litar vazelinskog ulja (ili 1 litar petroleuma) koje, kao specifično lakše, pliva iznad vode u totalizatoru, i štiti vodu od isparavanja.



Slika 135. Traka sa stvarnom registracijom visine padavina.

Merenje padavina u totalizatoru vrši se ili jedanput mesečno ili jedanput šestomesečno, a ponegde i jedanput godišnje, gde su planine neprohodne, kao što su neka mesta u Švajcarskim Alpima.

Merenje se vrši bilo po težini bilo po zapremini. To znači, na početku se izmeri težina rastvora i petroleuma koji se sipaju u totalizator, a posle izvesnog vremena izmeri se celokupna težina tekućine, koja se nalazi u totalizatoru, pa se odbije težina usutog rastvora i petroleuma. Tako se dobije stvarna težina padavina. Kada se težina u gramovima stvarno pale kiše ili snega podeli sa 20, dobiće se visina padavina u mm.

Merenje se može vršiti i na drugi način: Ubaci se rastvor u sud a takođe i petroleum i sa lenjirom se odredi visina sloja tečnosti, i to se zabeleži. Posle izvesnog vremena potopi se ponovo lenjir u sud i izmeri visina sloja tečnosti. Tako se može odrediti stvarna visina palih padavina. Kada se zna poprečni presek suda, tada se može odrediti zapremina palih padavina u cm³. Deljenjem zapremine sa 20, dobije se visina padavina u mm (sa jednom decimalom).

100. MERENJE VISINE SNEŽNOG POKRIVAČA I GUSTINE SNEGA

1. Merenje visine snežnog pokrivača. — Visina snežnog pokrivača izražava se u centimetrima i meri se svakog dana dok snežni pokrivač postoji. Merenje se vrši pomoću snegomernog lenjira (snegomera) po mogućstvu na dva izabrana mesta (terena) kod meteorološke stanice.

Snegomerni lenjir pravi se od drveta dužine 180 cm, širine 6 cm i debljine 2,5 cm. Snegomerni lenjir mora biti glatko orendisan i obojen masnom bojom i to belom. Na njemu se nalazi centimetarska podela. On se postavlja tako da mu nulti podeljak bude ravan sa zemljinom površinom.

Na svakom od određenih terena za merenje visine snega moraju se postaviti najmanje po tri snegomerna lenjira, i to tako da približno sačinjavaju ravnostrani trougao, a da je odstojanje između njih po 10 m. Čitanje visine snežnog pokrivača vrši se svako jutro na sva tri odnosno šest mesta. Kao visina snežnog pokrivača uzima se srednja visina od sva tri odnosno šest snegomera koji su postavljeni na izabranim mestima. Ta visina u celim centimetrima važi za dotični dan i ona se ubeležava u dnevnik osmatranja.

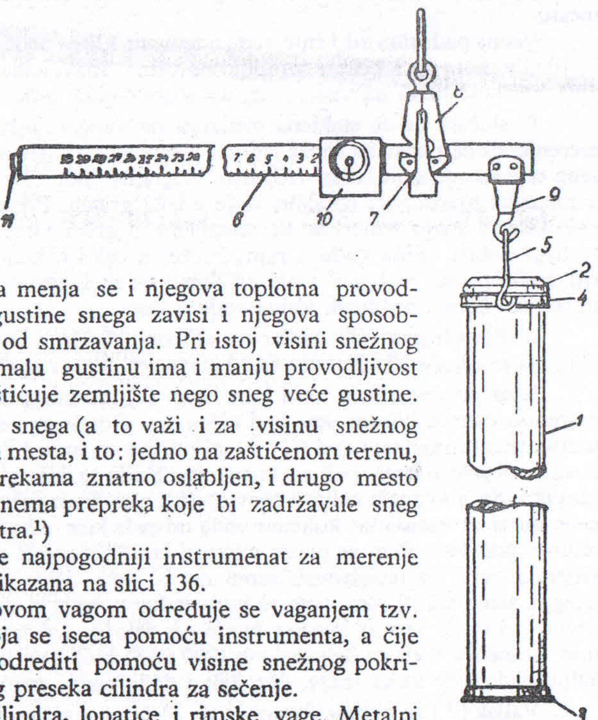
Ako je snežni pokrivač pored nekog lenjira tanak tj. manji od 0,5 cm, onda se ovakva visina označava kao 0 cm. U slučaju da je visina 0,5 do 1,5 cm, tada se uzima kao da je visina 1 cm. Pri određivanju srednje visine mora se uvek zbir visine snega deliti sa 3, odnosno sa 6 i ako pored nekog snegomera nije bilo snega, zabeležena je visina 0 cm.

2. Merenje gustine snega. — Gustina snega se određuje pomoću snegomerne vage, takođe na dva određena mesta, na kojima se meri i visina snežnog pokrivača.

Na osnovu visine snežnog pokrivača i gustine snega mogu se ustanoviti:

— količina vode koju sneg sadrži u sebi i koja pri topljenju snega nakvasi zemlju,

— zaštitna osobina snežnog pokrivača.



Prema gustini snega menja se i njegova toplotna provodljivost, što znači da od gustine snega zavisi i njegova sposobnost da zaštiti zemljište od smrzavanja. Pri istoj visini snežnog pokrivača, sneg koji ima malu gustinu ima i manju provodljivost toplote, te stoga bolje zaštićuje zemljište nego sneg veće gustine.

Za merenje gustine snega (a to važi i za visinu snežnog pokrivača) izaberu se dva mesta, i to: jedno na zaštićenom terenu, gde je vetar okolnim preprekama znatno oslabljen, i drugo mesto na otvorenom terenu gde nema prepreka koje bi zadržavale sneg pri nošenju od strane vetra.[1])

Snegomerna vaga je najpogodniji instrumenat za merenje gustine snega. Ona je prikazana na slici 136.

Gustina snega sa ovom vagom određuje se vaganjem tzv. probe (uzorka) snega, koja se iseca pomoću instrumenta, a čije se dimenzije mogu lako odrediti pomoću visine snežnog pokrivača i površine poprečnog preseka cilindra za sečenje.

Vaga se sastoji iz cilindra, lopatice i rimske vage. Metalni cilindar (1), visine 60 cm, ima na jednom kraju debeli prsten (2)

Slika 136. Snegomerna vaga za merenje gustine snega.

1) Obično se visina i gustina snega mere na jednom mestu (terenu) ali na tri tačke koje su u blizini kišomera, gde je teren ravan i nije jako izložen vetru.

sa zaoštrenom ivicom. Površina preseka iznosi 50 cm^2. Spolja na cilindru postoji skala podeljena na centimetre za merenja visine isečka, tj. valika snega. Nula skale se tačno poklapa sa donjom zaoštrenom ivicom prstena (2).

Na cilindru instrumenta nalazi se pokretni prsten (4) sa kukom (5). Taj se prsten slobodno pokreće celom dužinom cilindra, između oslonca koji služi za učvršćivanje poklopca (3) i prstena (2). Kuka (5), koja je pričvršćena za prsten šarnirima, služi za vešanje cilindra na vagu.

Vaga se sastoji iz metalne poluge (6) koja je prizmom (7) podeljena na dva dela. Prizma je okrenuta oštrim delom nadole, a naslanja se na viljušku (8). Na kraćem delu poluge postoji prizma, okrenuta oštrim delom uvis, na kojoj se nalazi nosač (9) za vešanje cilindra. Na dužem delu poluge kreće se pokretni teg (10), na kome se nalazi okrugli prorez kroz koji se vide brojevi skale. Na kraju dužeg dela poluge nalazi se ispupčenje (11), koje sprečava da teg sklizne sa poluge.

Na poluzi vage nalazi se skala čija svaka sitna podela odgovara težini od 5 grama. Radi pogodnijeg čitanja, svaka deseta duža crta podele označena je brojem. Na taj način brojevi 1, 2, 3, itd. označavaju desetice sitnih podeljaka. Na slici 136. sitni podeljci nisu mogli biti ucrtani, već su ucrtani samo duži numerisani podeljci i po jedna kraća crta između njih.

Ako se prazan cilindar sa poklopcem obesi na nosač (9) vage, a teg (10) postavi tako da se crta u prorezu poklapa sa nultim podeljkom skale, onda se vaga mora nalaziti u ravnotežnom stanju. Za merenje težine snega, isečenog pomoću cilindra, teg (10) se pomiče duž poluge sve dotle dok se ne postigne položaj ravnoteže vage, posle čega se čita podela koju pokazuje crta na prorezu (10).

Snegomerna vaga se čuva u zatvorenom prostoru i iznosi se blagovremeno napolje da bi primila temperaturu okolnog vazduha, pre nego što se utisne u sneg. Ako se ovako ne bi radilo, sneg bi se lepio za unutrašnje strane cilindra. Osmatrač mora pre merenja proveriti da li se vaga nalazi u položaju ravnoteže. Ako se vaga nalazi u ravnoteži, onda je instrumenat ispravan. Uverivši se u to, osmatrač skida poklopac (3) sa cilindra, zabada cilindar zaoštrenim krajem u sneg vertikalno. Tako se sneg proseca cilindrom odozgo. Ako je visina snežnog pokrivača manja od 60 cm, onda se sneg proseca do zemlje.

Pošto pročita visinu snežnog pokrivača na skali cilindra sa tačnošću od 1 cm, osmatrač stavlja poklopac na gornji kraj cilindra, sklanja lopaticom sneg sa jedne strane cilindra i podvlači lopaticu ispod njegovog donjeg kraja. Podigavši cilindar zajedno sa lopaticom, osmatrač okreće cilindar zaoštrenim krajem uvis, posle čega se cilindar briše od snega koji se zalepio spolja, i zatim se obesi za kuku vage (9). Osmatrač se zatim okreće leđima prema vetru i, držeći vagu na visini očiju, pomicanjem tega (10), dovodi vagu u ravnotežu. Zatim čita podelu na skali poluge na kojoj se nalazi teg (10).

Uzeti sneg se iz cilindra izbacuje i cilindar se dobro obriše od snega koji se uhvatio sa unutrašnje strane na snegomeru. Pre uzimanja nove probe, potrebno je obesiti na vagu očišćen od snega cilindar sa poklopcem (3) i ponovo proveriti ravnotežu. Ako se pored pažljivog čišćenja snega pri postavljanju pokretnog tega (10) na nultu podelu ravnoteža ne postigne, onda se teg pomiče sve dotle dok se ne postigne ravnoteža. Tada treba pročitati broj podele i taj broj posle oduzeti od onog broja podele koji se dobije pri merenju nove probe snega.

Pri određivanju gustine snega na određenim mestima neophodno je potrebno uzimati najmanje tri probe.

Mesto sa kojeg se uzimaju probe, treba obeležiti (npr. grančicom), da se ne bi pri idućem merenju po drugi put uzimala proba sa istog mesta.

Ako visina snežnog pokrivača premašuje visinu cilindra snegomerne vage, onda se cela debljina snega ne uzima odjednom, već u nekoliko puta. Na pr., ako je visina snežnog pokrivača 75 cm, onda se prvi put cilindar stavlja u sneg do 50 cm dubine, pri čemu se sneg čisti sa svih strana oko cilindra utisnutog u sneg. Ovo se radi zato da ne bi sneg (naročito porozan ili zrnast) padao na ono mesto na koje će se kasnije morati postaviti ciilndar radi spuštanja u idući sloj snega. Sledeća radnja je uzimanje probe od one površine do koje je bila odsečena proba.

Pri merenju gustine snega osmatrač mora navesti sledeće: Da li je tle ispod snega smrznuto ili vlažno, da li postoji ledena kora na površini zemlje ili u snežnom pokrivaču, i ako postoji, treba izmeriti njenu debljinu pomoću lenjira sa milimetarskom podelom.

Izračunavanje gustine snega pomoću snegomerne vage. — Gustina svakog tela jeste odnos između mase i zapremine dotičnog tela. Ako se zna površina poprečnog preseka cilindra snegomerne vage (u ovom slučaju 50 cm^2) i visina uzete probe snega, onda se lako može izračunati zapremina probe, koja će biti jednaka $50 \times h$, gde je (h) visina sloja snega u cm — pročitana prema skali cilindra.

Masa tela izražava se istom brojnom veličinom kao i težina. Pošto svaka podela poluge snegomerne vage odgovara težini 5 grama, to će težina probe iznositi $5 \times m$, gde je (m) broj podeljaka koji su pročitani na poluzi vage. Gustina (ρ) uzete probe snega biće jednaka odnosu:

$$\rho = \frac{5\,m}{50\,h} \quad \text{ili} \quad \rho = \frac{m}{10\,h}\,.$$

Na taj način, da bi se dobila gustina snega, treba broj podeljaka pročitanih na poluzi vage podeliti visinom probe izraženom u mm.

Primer: Visina probe snega $h = 26$ cm, broj podeljaka na poluzi vage je $m = 59$. Gustina snega će biti jednaka:

$$\rho = \frac{m}{10\,h} = \frac{59}{260} = 0{,}227 \quad \text{odnosno} \quad \rho = 0{,}23 \text{ grama u } 1 \text{ cm}^3.$$

Gustina snega izražava se uvek veličinom koja je manja od jedinice. Izračunavanje treba vršiti do tri decimale a rezultat se zatim zaokružuje na dve decimale (do stotih delova). Prema tome, gustina snega predstavlja težinu vode u gramovima u 1 cm^3 snega.

Ako je poznata gustina snega i visina snežnog pokrivača, može se odrediti visina vode u milimetrima dotičnog snežnog pokrivača. Tako, npr., ako je visina snežnog pokrivača 25 cm, odnosno 250 mm, a gustina snega 0,2, onda je visina vode u mm od istopljenog snega (r):

$$r = 250 \cdot 0{,}2 = 50 \text{ mm}.$$

Gustina snega meri se svakog petog dana u mesecu, i to: 1, 5, 10, 15, 20. i 25. Merenje gustine vrši se samo kada je visina veća od 10 cm snežnog pokrivača.

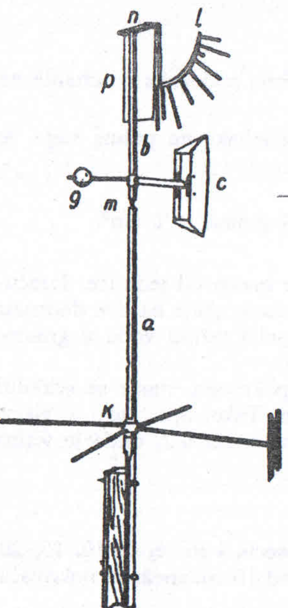
XVII

101. ODREĐIVANJE PRAVCA I BRZINE VETRA

Pri osmatranju vetra mora se određivati:
— pravac iz kojeg vetar duva i
— brzina vetra ili njegova jačina.

Za određivanje pravca vetra služi vetrokaz, a za merenje brzine vetra upotrebljava se anemometar. Pomoću anemografa registruje se kako pravac tako i brzina vetra. Jačina vetra određuje se pomoću tzv. Boforove (Beaufort) skale.

1. Vetrokaz. — U našoj zemlji upotrebljava se Wildov vetrokaz koji je prikazan na slici 137.



Slika 137. Wildov vetrokaz.

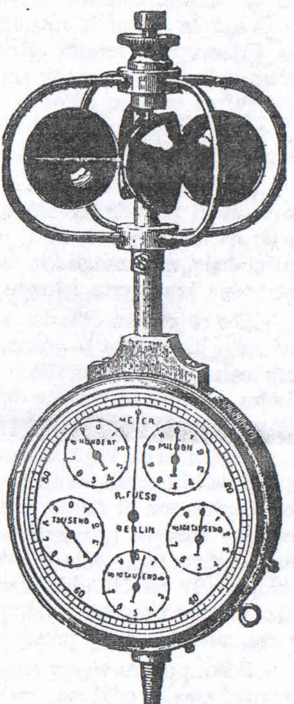
Ovaj se vetrokaz sastoji iz nepokretne šipke (a), koja je vertikalno učvršćena na drveni stub. Na šipku (a) se utvrđuje krst (K), na čijem se jednom kraku nalazi slovo N. Stalna šipka (a) je od (m) do (n) tanja i na svom gornjem kraju kod (n) ima konusni vrh od tvrdog čelika, ili kuglicu takođe od tvrdog čelika.

Na ovaj tanji deo šipke (a) navučena je cev (b) na kojoj se nalaze učvršćeni: limena ploča (P), luk (l) sa 8 zubaca (šipaka) i metalna krilca (c) sa kuglom (g). Cev (b) i svi ovi drugi predmeti na njoj leže celokupnom svojom težinom na čeličnom konusu ili kuglici šipke (a), i na njemu se okreću. Ovaj konus se mora podmazivati bar jedanput u toku tri meseca.

Krilca (c) sa kuglom (g) služe za određivanje pravca vetra i postavljaju se, pri duvanju vetra, uvek tako da se kugla (g) nalazi na onoj strani otkud vetar struji. Tako, npr., ako vetar duva sa severa, krilca (c) se postavljaju u pravcu duvanja vetra, tj. u pravcu juga, a kugla (g) se postavlja otkud duva vetar, tj. u pravcu severa.

Vetrokaz se postavlja ili na nekom visokom tornju ili vrhu krova, ili na nekom jakom drvenom stubu. Vetrokaz mora nadvišavati sve okolne predmete kao što su krovovi, drveće, itd. Ako se drveni stub postavlja na otvorenom polju, onda vetrokaz mora stajati najmanje 10 metara iznad zemlje. Pri postavljanju stuba i vetrokaza mora se voditi računa da kako drveni stub tako i šipka vetrokapa (a) stoje potpuno vertikalno. Stub treba tako učvrstiti da slovo N krsta (K) bude upravljeno na geografski sever. Ostale tri šipke krsta (K) biće tada upravljene na ostale tri strane sveta.

2. Anemometar. — Ručni anemometar od Robinsona služi za određivanje srednje brzine vetra. On je prikazan na slici 138.



Slika 138. Ručni anemometar od Robinsona.

Glavni deo ovog instrumenta su 4 šuplje metalne polukugle koje su postavljene na kracima jednog krsta. Šupljina jedne polukugle uvek je okrenuta prema ispupčenom delu susedne polukugle. Prema promenljivim jačinama vetra, obrću se i ove šuplje metalne polukugle promenljivom brzinom oko vertikalne osovine, na čijem se donjem kraju nalazi beskrajni zavrtanj. On je u vezi sa kazaljkama, koje pokazuju broj pređenih metara u određenom vremenu.

Pomoću ovog anemometra određuje se brzina vetra, ali samo srednja u nekom vremenskom intervalu. Ako je za vreme od jednog minuta pročitano 474 metara (tj. podeljaka na skali velikog kruga) pređenog puta, tada je srednja brzina vetra 474:60 = 7,9 m/s.

Pri merenjima treba anemometar uzeti u desnu ruku i izdići ga što više vertikalno uvis. U levu ruku uzme se stop-sat. Vetar će svojim pritiskom okretati polukugle ali se kazaljke na pokazivaču neće pokretati, jer su one isključene od beskrajnog zavrtnja. Stoga se kazaljke uključe za beskrajni zavrtanj, pomoću poluge, koja se vidi na slici kao mali prsten sa desne donje strane. U isto vreme pusti se stop-sat da radi. Posle 1 minuta stop-sat se zaustavi, a u isto vreme se i kazaljke isključe od beskrajnog zavrtnja. Sada se pročita koliko je podeljaka prešla velika kazaljka za vreme od 60 sekundi i taj broj se podeli sa 60.

Pri jakom vetru velika kazaljka može preći za 60 sekundi nekoliko krugova. Kako se za vreme merenja više gleda u stop-sat da se stopira tačno vreme od 60 sekundi, to se tačan broj pređenih podeljaka na skali određuje ne samo pomoću velike kazaljke već i pomoću malih kazaljki. Tako, npr., dok velika kazaljka napravi jedan ceo krug (60 podeljaka) jedna od malih kazaljki pomeri se za jedan podeljak. Kada velika kazaljka napravi 10 krugova, dotična mala kazaljka napravi jedan ceo krug, a druga mala kazaljka pomeri se samo za jedan podeljak. U istom odnosu stoje i ostali krugovi, tj. u odnosu 1:10.

3. Anemograf. — Anemograf služi za registraciju, kako pravca tako i brzine vetra. Oni mogu raditi na aerodinamičkom principu, i tada se za ovu svrhu upotrebljavaju tzv. „pito" cevi. Ovi instrumenti mogu biti i na električnom pogonu, kod kojih mehanizam za registraciju ne mora stajati ispod polukugli, već se pravac i brzina vetra mogu prenositi električnim putem na manja ili veća horizontalna rastojanja.

4. Boforova skala. — Jačina vetra ocenjuje se prema tzv. Boforovoj skali, kada za ovo ne postoje druga pomoćna sredstva. Ovu skalu predložio je admiral Beaufort i ona je po njemu dobila ime. Skala ima 13 stupnjeva (od 0 do 12) koji su uglavnom postavljeni prema dejstvu vetra na razne predmete. Stupnjevi ove skale su sledeći:

BOFOROVA SKALA

Jačina vetra	Karakteristika	Dejstvo koje vetar proizvodi na izvesnim predmetima na kopnu, i na jezerima u unutrašnjosti kopna:
0	tišina	potpuno tiho, dim se diže uspravno
1	vetrić	pravac vetra se primećuje samo po kretanju dima ali ne i po vetrokazu
2	vrlo slab vetar	oseća se na licu, lišće šušti, okreće laku zastavu, pomera običan vetrokaz, zatalasa površinu stajaće vode
3	slab vetar	lišće i grančice u neprekidnom kretanju, razvija zastavu, stvara manje talase na stajaćoj vodi
4	umeren vetar	podiže prašinu i parčiće hartije sa zemlje, pokreće grane i grančice, stvara izrazite talase na stajaćoj vodi
5	umereno jak vetar	manje lisnato drveće počinje da se klati, pokreće zastave, baca talase na stajaćim vodama
6	jak vetar	pokreće velike grane, telegrafske žice zuje, čuju se šumovi iznad i pored kuća i drugih čvrstih predmeta, otvoreni kišobrani se teško drže
7	vrlo jak vetar	ljuljaju se cela stabla, kretanje u suprotnom pravcu vetra je otežano, na stajaćim vodama baca valike zapenušane talase
8	olujni vetar	lome se grane na drveću, znatno otežanva hod na slobodnom prostoru
9	oluja	prouzrokuje manje kvarove na kućama, ruše se dimnjaci i padaju crepovi sa krovova
10	jaka oluja	lomi dvreće ili ga čupa sa korenom, pričinjava znatne štete na zgradama
11	oluja slična orkanu	prouzrokuje velika oštećenja, ruši krovove zgrada
12	orkan	ima uništavajuće dejstvo

Pri proceni jačine vetra po ovoj skali treba izbegavati da se beleže međustupnjevi, npr. od 0—1, od 1—2, od 2—3, itd.

Kada se procenjuje jačina vetra, treba se upravljati prema ukupnom dejstvu vetra na predmete koji se nalaze u neposrednoj okolini osmatrača. Odnos između jačine vetra po ovoj skali i brzine vetra u m/s ili km/čas zavisi od visine anemometra

za merenje brzine vetra. U sledećoj tablici dati su ti odnosi koji važe za anemometre koji se nalaze na 6 metara i 10 metara iznad zemljine površine.

Odnos između jačine vetra po Boforu i brzine vetra u m/s i km/čas

Anemometar na 6 m visine			Anemometar na 10 m visine		
Jačina vetra	Brzina vetra m/s	Brzina vetra km/čas	Jačina vetra	Brzina vetra m/s	Brzina vetra km/čas
0	0 do 0,5	0 do 1	0	0 do 0,2	ispod 1
1	0,6 1,7	2 6	1	0,3 1,5	1 do 5
2	1,8 3,3	7 12	2	1,6 3,3	6 11
3	3,4 5,2	13 18	3	3,4 5,4	12 19
4	5,3 7,4	19 26	4	5,5 7,9	20 28
5	7,5 9,8	27 35	5	8,0 10,7	29 38
6	9,9 12,4	36 44	6	10,8 13,8	39 49
7	12,5 15,2	45 54	7	13,9 17,1	50 61
8	15,3 18,2	55 65	8	17,2 20,7	62 74
9	18,3 21,5	66 77	9	20,8 24,4	75 88
10	21,6 25,1	78 90	10	24,5 28,4	89 102
11	25,2 29,0	91 104	11	28,5 32,6	103 117
12	preko 29,0	preko 104	12	32,7 36,9	118 133

Međunarodni meteorološki komitet jula 1946. godine preporučio je, u jednoj od svojih rezolucija, da se kao visina merenja brzine vetra uzima 10 metara iznad zemljine površine. Sem toga, komitet je dao odgovarajuće vrednosti u m/s i km/čas za svaki stupanj Boforove skale. Te vrednosti iznete su u sledećoj tablici:

Jačina po Boforu	Brzina m/s	Brzina km/čas
0	0	0
1	0,9	3
2	2,4	9
3	4,4	16
4	6,7	24
5	9,3	34
6	12,3	44
7	15,5	55
8	18,9	68
9	22,6	82
10	26,4	96
11	30,5	110
12	34,8	125

5. Određivanje brzine i jačine vetra pomoću limene table na vetrokazu. — Ako na meteorološkoj stanici nema anemografa, pa čak ni ručnog anemometra, onda se brzina i jačina vetra mogu odrediti pomoću limene table (P) na vetrokazu (slika 137).

Pre svega, mora se izneti da se šipka koja vezuje kuglu (g) i krilca (c) mora postaviti tako da stoji normalno na ploču (P). Kada vetar duva od kugle prema krilcima, on uzdiže donji deo ploče (P) uvis. Prema tome, donji deo ploče (P) klizi

po luku (l) pored zubaca (šipaka) na njemu. Ukoliko je vetar jači utoliko će se ova ploča izdići do višeg zubca.

Ako se uzme ploča veličine 15×30 cm² i težine 200 grama onda postoji sledeći odnos:

— redni broj zupca (odozdo)	1	2	3	4	5	6	7	8
— brzina vetra m/s	0	2	4	6	8	11	14	20
— jačina vetra po Boforu	0	2	3	4	5	6	7	9

Kao što se vidi, redni broj zupca odozdo približno odgovara jačini vetra po Boforovoj skali. Izuzetak je samo za zubac 1 koji predstavlja tišinu, dok po Boforovoj skali to odgovara jačini 0. Isto tako je izuzetak i za zubac 8, koji odgovara jačini 9 po Boforu. Za zupce vetrokaza od 2 do 7 može se svaki zubac vetrokaza približno uzeti kao jačina vetra po Boforovoj skali. Ako se ploča (P) pomera samo malo između 1 i 2 zupca, onda se može uzeti jačina 1 po Boforu.

Kako vetar ima promenljivu jačinu, to će ploča (P) najčešće oscilirati, čas više čas niže pored zubaca na luku (l). Zato se pri osmatranju brzine vetra i jačine vetra prema tabli na vetrokazu mora oceniti srednji zubac pored koga oscilira ploča (P).

Ako se preko dana ploča (P) izdigne, ma i u jednom momentu, do zupca 6 i više, onda se to zabeleži u dnevnik osmatranja, i to zabeleži se pravac i brzina, odnosno jačina vetra. Sem toga, zabeleži se još i vreme u koje je duvao ovako jak vetar.

METEOROLOŠKE TABLICE

TABLICA I

REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITISKA NA TEMPERATURU 0°

Temperatura barometra	VAZDUŠNI PRITISAK												
	910	920	930	940	950	960	970	980	990	1000	1010	1020	1030
	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
1,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
1,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
2,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
2,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
3,0	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
3,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
4,0	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7
4,5	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8
5,0	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
5,5	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
6,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
6,5	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
7,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2
7,5	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3
8,0	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
8,5	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
9,0	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
9,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6
10,0	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7
10,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8
11,0	1,6	1,7	1,7	1.7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
11,5	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
12,0	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0
12,5	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1
13,0	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2
13,5	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3
14,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4
14,5	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4
15,0	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5
15,5	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6
16,0	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7
16,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,8
17,0	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9
17,5	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	2,9
18,0	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0
18,5	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1
19,0	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,1	3,2	3,2
19,5	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3

TABLICA I

REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITISKA NA TEMPERATURU 0°

(nastavak)

	Vazdušni pritisak												
	910	920	930	940	950	960	970	980	990	1000	1010	1020	1030
	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
20,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3.1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,3	3,4
20,5	3,0	3,1	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3.3	3,4	3,4	3,4
21,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3.3	3,3	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5
21,5	3,2	3,2	3,3	3,3	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,6	3,6
22,0	3,3	3,3	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,7	3,7
22,5	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8
23,0	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9
23,5	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3.8	3.9	3,9	3,9
24,0	3,6	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,0
24,5	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,0	4,1	4,1
25,0	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2
25,5	3,8	3,8	3,9	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2	4,2	4,3
26,0	3,9	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2	4,2	4,3	4,3	4,4
26,5	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,1	4,2	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,4
27,0	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,4	4,5	4,5
27,5	4,1	4,1	4,2	4,2	4,3	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,5	4,6	4,6
28,0	4,2	4,2	4,2	4,3	4,3	4,4	4.4	4,5	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7
28,5	4,2	4.3	4,3	4.4	4,4	4.5	4,5	4,6	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8
29,0	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9
29,5	4,4	4,4	4,5	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9	4,9	5.0
30.0	4,4	4,5	4,5	4,6	4.6	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9	4,9	5,0	5,0
30,5	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9	4,9	5,0	5,0	5,1	5,1
31,0	4,6	4.6	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9	5,0	5,0	5,1	5,1	5,2	5,2
31,5	4,7	4,7	4,8	4,8	4,9	4,9	5,0	5,0	5,1	5,1	5,2	5,2	5,3
32,0	4,7	4,8	4,8	4,9	5,0	5,0	5,1	5,1	5,2	5,2	5,3	5,3	5,4
32,5	4,8	4,9	4,9	5,0	5,0	5,1	5,1	5,2	5,2	5,3	5,4	5,4	5,5
33,0	4,9	4,9	5,0	5,1	5,1	5,2	5,2	5,3	5,3	5,3	5,4	5,5	5,5
33,5	5.0	5,0	5,1	5,1	5,2	5.2	5,3	5,4	5 4	5.5	5.5	5.6	5.6
34,0	5,0	5,1	5,2	5,2	5,3	5,3	5,4	5,4	5,5	5,5	5,6	5,7	5,7
34,5	5.1	5,2	5,2	5,3	5,3	5,4	5,4	5,5	5,6	5,6	5,7	5.7	5,8
35,0	5,2	5,2	5,3	5,4	5,4	5,5	5,5	5,6	5,6	5,7	5,8	5,8	5,9
35,5	5,3	5,3	5,4	5,4	5,5	5,5	5,6	5,7	5,7	5,8	5,8	5,9	6,0
36,0	5,3	5,4	5,5	5,5	5,6	5,6	5,7	5,8	5,8	5,9	5,9	6,0	6,0
36,5	5,4	5,5	5,5	5,6	5,6	5,7	5,8	5,8	5,9	5,9	6,0	6,1	6,1
37,0	5,5	5,5	5,6	5,7	5,7	5,8	5,8	5,9	6,0	6,0	6,1	6,2	6,2
37,5	5,6	5,6	5,7	5,7	5,8	5,9	5,9	6,0	6,1	6,1	6,2	6,2	6,3
38,0	5,6	5,7	5,8	5,8	5,9	5,9	6,0	6,1	6,1	6,2	6,3	6,3	6,4
38,5	5,7	5,8	5,8	5,9	6,0	6,0	6,1	6,1	6,2	6,3	6,3	6,4	6,5
39,0	5,8	5,8	5,9	6,0	6,0	6,1	6,2	6,2	6,3	6,4	6,4	6,5	6,5
39,5	5,9	5,9	6,0	6,0	6,1	6,2	6,2	6,3	6,4	6,4	6,5	6,6	6,6
40,0	5,9	6,0	6,1	6,1	6,2	6,2	6,3	6,4	6,4	6,5	6,6	6,6	6,7

TABLICA II

REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITÍSKA NA MORSKI NIVO

(Nađeni broj u tablici dodaje se vazdušnom pritisku reduciranom na 0°)

Nadmorska visina barometra	Vazd. pritisak reduciran na 0°	TEMPERATURA VAZDUHA										
		−20°	−15°	−10°	−5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
m	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
10	960	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1
	987	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1
	1013	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
	1040	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
20	960	2,7	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3
	987	2,7	2,7	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,3
	1013	2,8	2,7	2,7	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3
	1040	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
30	960	3,9	3,9	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,3	3,3	3,3	3,2
	987	4,0	4,0	3,9	3,7	3,7	3,6	3,6	3,5	3,5	3,3	3,3
	1013	4,1	4,0	4,0	3,9	3,9	3,7	3,6	3,6	3,5	3,5	3,3
	1040	4,3	4,1	4,1	4,0	3,9	3,9	3,7	3,7	3,6	3,6	3,5
40	960	5,2	5,1	5,0	5,0	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,4	4,3
	987	5,3	5,2	5,1	5,1	5,0	4,8	4,8	4,7	4,5	4,5	4,4
	1013	5,5	5,3	5,2	5,2	5,1	5,0	5,0	4,8	4,7	4,7	4,5
	1040	5,6	5,5	5,3	5,3	5,2	5,1	5,1	5,0	4,8	4,8	4,7
50	960	6,5	6,4	6,3	6,3	6,0	5,9	5,7	5,7	5,6	5,5	5,3
	987	6,7	6,5	6,4	6,4	6,1	6,0	6,0	5,9	5,7	5,6	5,5
	1013	6,9	6,8	6,5	6,5	6,4	6,3	6,1	6,0	5,9	5,7	5,6
	1040	7,1	6,9	6,8	6,7	6,5	6,4	6,3	6,1	6,0	5,9	5,9
100	947	12,9	12,7	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,2	11,1	10,8	10,7
	973	13,3	13,1	12,8	12,5	12,3	12,0	11,7	11,6	11,3	11,2	10,9
	1000	13,6	13,3	13,1	12,8	12,4	12,3	12,1	11,9	11,6	11,5	11,2
	1027	14,0	13,7	13,5	13,2	12,9	12,7	12,4	12,1	12,0	11,9	11,5
200	947	26,1	25,5	25,1	24,5	24,0	23,5	23,1	22,7	22,3	21,9	21,5
	973	26,8	26,3	25,7	25,1	24,7	24,1	23,7	23,3	22,8	22,4	22,0
	1000	27,5	26,9	26,4	26,0	25,3	24,8	24,4	23,9	23,5	23,1	22,7
	1027	28,3	27,7	27,1	26,5	26,0	25,4	24,9	24,5	24,1	23,6	23,2
300	933	38,8	38,0	37,2	36,4	35,7	34,8	34,1	33,6	32,9	32,3	31,7
	960	40,0	39,1	38,3	37,5	36,7	35,9	35,2	34,5	33,9	33,2	32,7
	987	40,9	40,0	39,2	38,4	37,7	36,8	36,1	35,5	34,8	34,1	33,5
	1013	42,0	41,1	40,3	39,5	38,7	37,7	37,1	36,4	35,7	34,9	34,5

TABLICA II

REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITISKA NA MORSKI NIVO

(nastavak)

(Nađeni broj u tablici dodaje se vazdušnom pritisku reduciranom na 0°

Nadmorska visina barometra	Vazd. pritisak reduciran na 0°	TEMPERATURA VAZDUHA										
		−20°	−15°	−10°	−5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
m	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
400	920	50,7	50,3	49,2	48,1	47,2	46,3	45,3	44,5	43,7	42,8	42,1
	947	52,8	51,7	50,7	49,6	48,5	47,6	46,7	45,7	44,9	44,1	43,3
	973	54,2	53,3	51,9	50,8	49,9	48,9	48,0	47,1	46,3	45,3	44,5
	1000	55,7	54,4	54,4	52,3	51,2	50,1	49,2	48,3	47,5	46,5	45,7
500	907	63,6	62,7	60,8	59,7	58,5	57,3	56,3	55,2	54,3	53,2	52,3
	933	65,5	64,0	62,7	61,5	60,1	59,1	57,9	56,8	55,7	54,7	53,7
	960	67,2	65,7	64,4	63,1	61,9	60,1	59,5	58,4	57,2	56,3	55,2
	987	68,9	67,5	66,1	64,8	63,5	62,3	61,1	60,0	58,8	57,7	56,7
600	893	76,7	74,9	72,5	71,2	69,7	68,3	67,1	65,7	64,5	63,3	62,3
	920	78,0	76,4	74,8	73,2	71,7	69,9	68,9	67,7	66,4	63,3	62,3
	947	80,3	78,5	76,8	75,2	73,7	72,1	70,9	69,6	68,3	66,9	65,7
	973	82,0	80,5	78,8	77,2	75,7	74,3	72,8	71,5	70,1	68,8	67,6
700	893	88,8	87,6	85,1	83,3	81,7	81,0	78,7	77,1	75,7	74,3	72,9
	920	91,5	89,5	87,6	85,9	84,1	82,4	80,1	79,3	77,9	76,4	75,1
	947	94,0	92,0	90,0	88,1	86,4	84,7	83,1	81,5	80,0	78,5	77,1
	973	96,3	94,3	92,4	90,5	88,7	86,9	85,3	83,7	82,1	80,1	79,2
800	880	101,1	99,5	96,4	94,5	92,7	90,8	88,9	87,2	85,5	83,9	82,1
	907	102,9	102,0	99,7	97,5	95,5	93,5	91,6	90,0	88,1	86,4	84,8
	933	107,5	104,8	102,5	100,4	98,4	96,1	94,4	92,5	90,7	89,1	87,5
	960	110,1	107,7	105,3	103,1	101,1	98,8	97,1	95,1	93,3	91,5	89,7
900	853	111,3	108,7	105,5	104,1	101,7	99,7	97,6	95,6	93,8	92,0	90,3
	880	114,6	112,6	109,5	107,2	104,8	102,7	100,5	98,7	96,8	94,8	93,1
	907	116,5	113,9	111,3	110,5	108,1	105,8	103,7	101,6	99,6	97,3	95,6
	933	121,6	118,9	116,3	113,7	111,3	108,9	106,8	104,7	102,5	100,5	98,8
1000	867	126,2	123,2	120,7	117,9	115,6	113,3	110,9	108,5	106,5	104,5	102,4
	893	130,4	127,2	124,4	121,7	119,3	116,8	114,4	112,0	109,7	107,7	105,6
	920	134,3	131,2	128,3	125,5	122,8	120,3	117,6	115,5	113,2	110,1	108,9

TABLICA III

REDUKCIJA VAZDUŠNOG PRITISKA NA NORMALNU TEŽU

A. – Korekcija geografske širine

Geografska širina oduzeti –	Geografska širina dodati +	VAZD. PRITISAK REDUCIRAN NA TEMPERATURU 0° 600	666	733	800	866	933	1000	1066	Razlika za 13,3 mb
		mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
0	90	1,59	1,76	1,93	2,12	2,29	2,47	2,64	2,83	0,0352
2	88	1,59	1,76	1,93	2,11	2,28	2,47	2,64	2,81	0,0352
4	86	1,57	1,75	1,92	2,09	2,27	2,44	2,61	2,79	0,0349
6	84	1,55	1,72	1,89	2,07	2,24	2,41	2,59	2,76	0,0345
8	82	1,52	1,69	1,87	2,04	2,20	2,37	2,55	2,71	0,0339
10	80	1,49	1,65	1,83	1,99	2,16	2,32	2,48	2,65	0,0332
12	78	1,45	1,61	1,77	1,93	2,09	2,25	2,41	2,57	0,0323
14	76	1,40	1,56	1,71	1,87	2,03	2,17	2,33	2,49	0,0311
16	74	1,35	1,49	1,64	1,80	1,95	2,09	2,24	2,39	0,0299
18	72	1,28	1,43	1,57	1,71	1,85	2,00	2,13	2,28	0,0285
20	70	1,21	1,34	1,48	1,63	1,76	1,89	2,03	2,16	0,0271
22	68	1,15	1,27	1,40	1,52	1,65	1,77	1,91	2,03	0,0253
24	66	1,07	1,17	1,29	1,41	1,53	1,65	1,77	1,89	0,0236
26	64	0,97	1,08	1,20	1,31	1,41	1,52	1,63	1,73	0,0217
28	62	0,88	0,97	1,08	1,19	1,28	1,37	1,48	1,57	0,0197
30	60	0,78	0,88	0,97	1,05	1,15	1,24	1,32	1,41	0,0176
32	58	0,69	0,77	0,85	0,92	1,00	1,08	1,16	1,24	0,0155
34	56	0,60	0,67	0,72	0,79	0,85	0,92	0,99	1,05	0,0132
36	54	0,49	0,55	0,60	0,65	0,71	0,76	0,81	0,87	0,0109
38	52	0,39	0,43	0,47	0,51	0,56	0,60	0,64	0,68	0,0085
40	50	0,28	0,31	0,33	0,37	0,40	0,43	0,45	0,49	0,0061
42	48	0,16	0,19	0,20	0,23	0,24	0,25	0,28	0,29	0,0037
44	46	0,05	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,0012
45		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0000

B – Korekcija visine

visina	srednji pritisak	korekcija	visina	srednji pritisak	korekcija
m	mb	mb	m	mb	mb
100	1001	–0,01	1000	867	–0,17
200	989	–0,04	1500	813	–0,24
300	977	–0,05	2000	760	–0,29
400	965	–0,08	2500	720	–0,35
500	953	–0,09	3000	667	–0,39
600	942	–0,11	3500	627	–0,43
700	930	–0,13	4000	587	–0,45
800	919	–0,15	4500	547	–0,48
900	908	–0,16	5000	507	–0,49
1000	900	–0,17			

TABLICA IV

PREVOD MILIBARA VAZDUŠNOG PRITISKA NA MILIMETRE I OBRATNO

Vazdušni pritisak u mm	DESETI OD MILIMETRA 0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
mm	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
710	946,6	946,7	946,9	947,0	947,1	947,3	947,4	947,5	947,7	947,8
711	47,9	48,1	48,2	48,3	48,5	48,6	48,7	48,9	49,0	49,1
712	49,3	49,4	49,5	49,7	49,8	49,9	50,1	50,2	50,3	50,5
713	50,6	50,7	50,9	51,0	51,1	51,3	51,4	51,5	51,7	51,8
714	51,9	52,1	52,2	52,3	52,5	52,6	52,7	52,9	53,0	53,1
715	953,3	953,4	953,5	953,7	953,8	953,9	954,1	954,2	954,3	954,5
716	54,6	54,7	54,9	55,0	55,1	55,3	55,4	55,5	55,7	55,8
717	55,9	56,1	56,2	56,3	56,5	56,6	56,7	56,9	57,0	57,1
718	57,3	57,4	57,5	57,7	57,8	57,9	58,1	58,2	58,3	58,5
719	58,6	58,7	58,9	59,0	59,1	59,3	59,4	59,5	59,7	59,8
720	959,9	960,1	960,2	960,3	960,5	960,6	960,7	960,9	961,0	961,1
721	61,3	61,4	61,5	61,7	61,8	61,9	62,1	62,2	62,3	62,5
722	62,6	62,7	62,9	63,0	63,1	63,3	63,4	63,5	63,7	63,8
723	63,9	64,1	64,2	64,3	64,5	64,6	64,7	64,9	65,0	65,1
724	65,3	65,4	65,5	65,7	65,8	65,9	66,1	66,2	66,3	66,5
725	966,6	966,7	966,9	967,0	967,1	967,3	967,4	967,5	967,7	967,8
726	67,9	68,1	68,2	68,3	68,5	68,6	68,7	68,9	69,0	69,1
727	69,3	69,4	69,5	69,7	69,8	69,9	70,1	70,2	70,3	70,5
728	70,6	70,7	70,9	71,0	71,1	71,3	71,4	71,5	71,7	71,8
729	71,9	72,1	72,2	72,3	72,5	72,6	72,7	72,9	73,0	73,1
730	973,3	973,4	973,5	973,7	973,8	973,9	974,1	974,2	974,3	974,5
731	74,6	74,7	74,9	75,0	75,1	75,3	75,4	75,5	75,7	75,8
732	75,9	76,1	76,2	76,3	76,5	76,6	76,7	76,9	77,0	77,1
733	77,3	77,4	77,5	77,7	77,8	77,9	78,1	78,2	78,3	78,5
734	78,6	78,7	78,9	79,0	79,1	79,3	79,4	79,5	79,7	79,8
735	979,9	980,1	980,2	980,3	980,5	980,6	980,7	980,9	981,0	981,1
736	81,3	81,4	81,5	81,7	81,8	81,9	82,1	82,2	82,3	82,5
737	82,6	82,7	82,9	83,0	83,1	83,3	83,4	83,5	83,7	83,8
738	83,9	84,1	84,2	84,3	84,5	84,6	84,7	84,9	85,0	85,1
739	85,3	85,4	85,5	85,7	85,8	85,9	86,1	86,2	86,3	86,5
740	986,6	986,7	986,9	987,0	987,1	987,3	987,4	987,5	987,7	987,8
741	87,9	88,1	88,2	88,3	88,5	88,6	88,7	88,9	89,0	89,1
742	89,3	89,4	89,5	89,7	89,8	89,9	90,1	90,2	90,3	90,4
743	90,6	90,7	90,9	91,0	91,1	91,3	91,4	91,5	91,7	91,8
744	91,9	92,1	92,2	92,3	92,5	92,6	92,7	92,9	93,0	93,1
745	993,3	993,4	993,5	993,7	993,8	993,9	994,1	994,2	994,3	994,4
746	94,6	94,7	94,9	95,0	95,1	95,3	95,4	95,5	95,7	95,8
747	95,9	96,1	96,2	96,3	96,5	96,6	96,7	96,9	97,0	97,1
748	97,3	97,4	97,5	97,7	97,8	97,9	98,1	98,2	98,3	98,5
749	98,6	98,7	98,9	99,0	99,1	99,3	99,4	99,5	99,7	99,8

TABLICA IV

PREVOĐ MILIBARA VAZDUŠNOG PRITISKA NA MILIMETRE I OBRATNO

(nastavak)

Vazdušni pritisak u mm	DESETI OD MILIMETARA									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
mm	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
750	999,9	1000,1	1000,2	1000,3	1000,5	1000,6	1000,7	1000,9	1000,0	1001,1
751	1001,3	01,4	01,5	01,7	01,8	01,9	02,1	02,2	02,3	02,5
752	02,6	02,7	02,9	03,0	03,1	03,3	03,4	03,5	03,7	03,8
753	03,9	04,1	04,2	04,3	04,4	04,6	04,7	04,9	05,0	05,1
754	05,3	05,4	05,5	05,7	05,8	05,9	06,1	06,2	06,3	06,5
755	1006,6	1006,7	1006,9	1007,0	1007,1	1007,3	1007,4	1007,5	1007,7	1007,8
756	07,9	08,1	08,2	08,3	08,5	08,6	08,7	08,9	09,0	09,1
757	09,3	09,4	09,5	09,7	09,8	09,9	10,1	10,2	10,3	10,5
758	10,6	10,9	10,9	11,0	11,1	11,3	11,4	11,5	11,7	11,8
759	11,9	12,1	12,2	12,3	12,5	12,6	12,7	12,9	13,0	13,1
760	1013,3	1013,4	1013,5	1013,7	1013,8	1013,9	1014,1	1014,2	1014,3	1014,5
761	14,6	14,7	14,9	15,0	15,1	15,3	15,4	15,5	15,7	15,8
762	15,9	16,1	16,2	16,3	16,5	16,6	16,7	16,9	17,0	17,1
763	17,3	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,3	18,5
764	18,6	18,7	18,9	19,0	19,1	19,3	19,4	19,5	19,7	19,8
765	1019,9	1020,1	1020,2	1020,3	1020,5	1020,6	1020,7	1020,9	1021,0	1021,1
766	21,3	21,4	21,5	21,7	21,8	21,9	22,1	22,2	22,3	22,5
767	22,6	22,7	22,9	23,0	23,1	23,3	23,4	23,5	23,7	23,8
768	23,9	24,1	24,2	24,3	24,5	24,6	24,7	24,9	25,0	25,1
769	25,3	25,4	25,5	25,7	25,8	25,9	26,1	26,2	26,3	26,5
770	1026,6	1026,7	1026,9	1027,0	1027,1	1027,3	1027,4	1027,5	1027,7	1027,8
771	27,9	28,1	28,2	28,3	28,5	28,6	28,7	28,9	29,0	29,1
772	29,3	29,4	29,5	29,7	29,8	29,9	30,1	30,2	30,3	30,5
773	30,6	30,7	30,9	31,0	31,1	31,3	31,4	31,5	31,7	31,8
774	31,9	32,1	32,2	32,3	32,5	32,6	32,7	32,9	33,0	33,1
775	1033,3	1033,4	1033,5	1033,7	1033,8	1033,9	1034,1	1034,2	1034,3	1034,5
776	34,6	34,7	34,9	35,0	35,1	35,3	35,4	35,5	35,7	35,8
777	35,9	36,1	36,2	36,3	36,5	36,6	36,7	36,9	37,0	37,1
778	37,3	37,4	37,5	37,7	37,8	37,9	38,1	38,2	38,3	38,5
779	38,6	38,5	38,9	39,0	39,1	39,3	39,4	39,5	39,7	39,8
780	1039,9	1040,1	1040,2	1040,3	1040,5	1040,6	1040,7	1040,9	1041,0	1041,1
781	41,3	41,4	41,5	41,7	41,8	41,9	42,1	42,2	42,3	42,5
782	42,6	42,7	42,9	43,0	43,1	43,3	43,4	43,5	43,7	43,8
783	43,9	44,1	44,2	44,3	44,5	44,6	44,7	44,9	45,0	45,1
784	45,3	45,4	45,5	45,7	45,8	45,9	46,1	46,2	46,3	46,5
785	1046,6	1046,7	1046,9	1047,0	1047,1	1047,3	1047,4	1047,5	1047,7	1047,8
786	47,9	48,1	48,2	48,3	48,5	48,6	48,7	48,9	49,0	49,1
787	49,3	49,4	49,5	49,7	49,8	49,9	50,1	50,2	50,3	50,5
788	50,6	50,7	50,9	51,3	51,1	51,3	51,4	51,5	51,7	51,8
789	51,9	52,1	52,2	52,7	52,5	52,6	52,7	52,9	53,0	53,1

TABLICA V

IZNALAŽENJE MAKSIMALNOG PRITISKA (NAPONA) VODENE PARE (E)

t ili t_1	DESEȚI OD STEPENA									
	0,0°	0,1°	0,2°	0,3°	0,4°	0,5°	0,6°	0,7°	0,8°	0,9°
O	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
−29	0,43	0,43	0,43	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40
−28	0,48	0,47	0,47	0,47	0,45	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44
−27	0,53	0,52	0,52	0,52	0,51	0,51	0,49	0,49	0,49	0,48
−26	0,59	0,57	0,57	0,57	0,56	0,56	0,55	0,55	0,55	0,53
−25	0,64	0,64	0,63	0,63	0,63	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59
−24	0,71	0,71	0,69	0,69	0,68	0,68	0,67	0,67	0,65	0,65
−23	0,79	0,77	0,77	0,76	0,76	0,75	0,75	0,73	0,73	0,72
−22	0,87	0,85	0,85	0,84	0,83	0,83	0,81	0,81	0,80	0,80
−21	0,95	0,95	0,93	0,92	0,92	0,91	0,89	0,89	0,88	0,87
−20	1,05	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00	0,99	0,99	0,97	0,96
−19	1,16	1,15	1,3	1,12	1,12	1,11	1,09	1,08	1,07	1,05
−18	1,28	1,27	1,25	1,24	1,23	1,21	1,20	1,18	1,17	1,17
−17	1,40	1,39	1,37	1,36	1,35	1,33	1,32	1,31	1,29	1,28
−16	1,53	1,52	1,51	1,49	1,48	1,47	1,45	1,44	1,43	1,41
−15	1,68	1,67	1,65	1,63	1,61	1,60	1,59	1,57	1,56	1,55
−14	1,84	1,81	1,80	1,79	1,77	1,76	1,73	1,72	1,71	1,69
−13	2,01	1,98	1,97	1,96	1,93	1,92	1,91	1,88	1,87	1,85
−12	2,20	2,19	2,16	2,15	2,12	2,11	2,08	2,07	2,04	2,03
−11	2,41	2,39	2,36	2,35	2,32	2,31	2,28	2,27	2,24	2,23
−10	2,63	2,61	2,59	2,56	2,55	2,52	2,49	2,48	2,45	2,43
−9	2,87	2,85	2,83	2,80	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,65
−8	3,13	3,11	3,08	3,05	3,03	3,00	2,97	2,95	2,92	2,89
−7	3,41	3,39	3,35	3,32	3,29	3,27	3,24	3,21	3,19	3,16
−6	3,72	3,68	3,65	3,63	3,59	3,56	3,53	3,49	3,47	3,45
−5	4,04	4,01	3,97	3,95	3,91	3,88	3,84	3,81	3,77	3,75
−4	4,40	4,36	4,32	4,29	4,25	4,21	4,19	4,15	4,11	4,08
−3	4,79	4,75	4,71	4,67	4,63	4,59	4,55	4,51	4,47	4,44
−2	5,19	5,15	5,11	5,07	5,03	4,99	4,95	4,91	4,87	4,83
−1	5,63	5,59	5,55	5,49	5,45	5,41	5,36	5,32	5,28	5,24
−0	6,11	6,05	6,01	5,96	5,91	5,87	5,81	5,77	5,72	5,68
+0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,28	6,33	6,37	6,43	6,47	6,52
1	6,56	6,61	6,65	6,71	6,75	6,80	6,85	6,89	6,95	7,00
2	7,05	7,09	7,14	7,20	7,25	7,31	7,36	7,41	7,47	7,52
3	7,57	7,63	7,68	7,73	7,79	7,84	7,89	7,94	8,00	8,06
4	8,12	8,17	8,22	8,29	8,35	8,41	8,47	8,52	8,59	8,64
5	8,71	8,76	8,83	8,89	8,95	9,01	9,08	9,13	9,20	9,27
6	9,33	9,40	9,45	9,52	9,58	9,65	9,72	9,79	9,85	9,92
7	9,99	10,06	10,13	10,20	10,27	10,34	10,41	10,48	10,54	10,63
8	10,69	10,77	10,84	10,92	10,99	11,07	11,14	11,21	11,29	11,37
9	11,44	11,52	11,60	11,68	11,76	11,84	11,92	12,00	12,08	12,16

TABLICA V

IZNALAŽENJE MAKSIMALNOG PRITISKA (NAPONA) VODENE PARE (E)

(nastavak)

t ili t_1	DESETI OD STEPENA									
	0,0°	0,1°	0,2°	0,3°	0,4°	0,5°	0,6°	0,7°	0,8°	0,9°
O	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
10	12,24	12,32	12,40	12,48	12,57	12,65	12,73	12,83	12,91	12,99
11	13,08	13,17	13,25	13,35	13,42	13,52	13,61	13,69	13,79	13,88
12	13,97	14,07	14,16	14,25	14,35	14,44	14,53	14,63	14,72	14,81
13	14,92	15,01	15,10	15,21	15,31	15,41	15,51	15,61	15,71	15,81
14	15,92	16,01	16,12	16,23	16,33	16,44	16,55	16,65	16,76	16,87
15	16,97	17,08	17,19	17,29	17,41	17,52	17,64	17,75	17,85	17,97
16	18,09	18,20	18,32	18,44	18,55	18,67	18,79	18,91	19,03	19,15
17	19,27	19,39	19,51	19,62	19,76	19,88	20,00	20,13	20,25	20,38
18	20,30	20,64	20,77	20,89	21,02	21,16	21,29	21,42	21,56	21,69
19	21,82	21,96	22,09	22,22	22,37	22,50	22,64	22,78	22,92	23,06
20	23,21	23,34	23,49	23,63	23,78	23,93	24,07	24,22	24,37	24,51
21	24,66	24,82	24,97	25,11	25,28	25,42	25,58	25,74	25,89	26,05
22	26,21	26,37	26,53	26,69	26,85	27,01	27,18	27,34	27,50	27,68
23	27,83	28,01	28,18	28,34	28,52	28,69	28,86	29,03	29,21	29,40
24	29,57	29,74	29,93	30,10	30,29	30,46	30,65	30,84	31,02	31,21
25	31,40	31,58	31,77	31,96	32,14	32,34	32,53	32,73	32,91	33,12
26	33,32	33,52	33,70	33,90	34,10	34,32	34,52	34,72	34,93	35,13
27	35,34	35,54	35,76	35,97	36,17	36,38	36,60	36,82	37,04	37,25
28	37,46	37,69	37,90	38,13	38,36	38,57	38,80	39,02	39,25	39,48
29	39,72	39,94	40,17	40,41	40,64	40,88	41,11	41,36	41,58	41,82
30	42,08	42,32	42,56	42,80	43,05	43,29	43,54	43,80	44,05	44,30
31	44,56	44,81	45,06	45,32	45,58	45,84	46,10	46,37	46,62	46,89
32	47,15	47,42	47,70	47,97	48,24	48,52	48,78	49,06	49,34	49,62
33	49,90	50,18	50,46	50,74	51,04	51,32	51,61	51,90	52,20	52,49
34	52,78	53,07	53,37	53,66	53,97	54,28	54,57	54,88	55,18	55,40
35	55,80	56,11	56,42	56,73	57,05	57,37	57,69	58,00	58,32	58,65
36	58,97	59,30	59,62	59,95	60,29	60,61	60,94	61,29	61,62	61,95
37	62,30	62,65	62,98	63,32	63,67	64,02	64,37	64,73	65,07	65,45
38	65,79	66,14	66,50	66,87	67,23	67,59	67,97	68,33	68,70	69,07
39	69,45	69,82	70,19	70,58	70,95	71,34	71,72	72,11	72,50	72,89
40	73,29	73,67	74,07	74,46	74,86	75,26	75,67	76,07	76,47	76,89
41	77,30	77,71	78,13	78,54	78,95	79,38	79,79	80,22	80,65	81,07
42	81,50	81,94	82,37	82,81	83,23	83,67	84,13	84,57	85,01	85,46
43	85,90	86,35	86,81	87,26	87,73	88,18	88,65	89,11	89,58	90,05
44	90,51	90,98	91,46	91,94	92,42	92,90	93,38	93,86	94,35	94,86
45	95,32	95,82	96,33	96,82	97,31	97,82	98,32	98,83	99,34	99,86
46	.00,36	100,88	101,40	101,92	102,44	102,98	103,50	104,03	104,56	105,10
47	.05,63	106,18	106,71	107,26	107,80	108,35	108,91	109,46	110,02	110,58
48	111,14	111,70	112,27	112,83	113,40	113,98	114,55	115,14	115,71	116,30
49	116,88	117,47	118,06	118,66	119,26	119,86	120,46	121,06	121,66	122,27

TABLICA VI

RAČUNANJE PRITISKA (NAPONA) VODENE PARE (e) POMOĆU PSIHROMETRA OD AUGUSTA

Pritisak 1000 mb.

$t-t_1$	DESETI OD STEPENA										Korekcija ako se vazd. prit. razlikuje za 133 mb
	0,0°	0,1°	0,2°	0,3°	0,4°	0,5°	0,6°	0,7	0,8°	0,9°	
	Mokri termometar ispod 0										
O	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
0	0,00	0,07	0,13	0,21	0,28	0,35	0,41	0,48	0,55	0,63	0,00
1	0,69	0,76	0,83	0,89	0,96	1,04	1,11	1,17	1,24	1,30	0,09
2	1,37	1,45	1,52	1,59	1,65	1,72	1,80	1,87	1,93	2,00	0,19
3	2,07	2,13	2,21	2,28	2,35	2,41	2,48	2,55	2,63	2,69	0,28
4	2,76	2,83	2,89	2,97	3,04	3,11	3,17	3,24	3,31	3,39	0,37
5	3,45	3,52	3,59	3,65	3,72	3,80	3,87	3,93	4,00	4,07	0,47
6	4,15	4,21	4,28	4,35	4,41	4,48	4,56	4,63	4,69	4,76	0,55
7	4,83	4,89	4,97	5,04	5,11	5,17	5,24	5,31	5,39	5,45	0,64
8	5,52	5,59	5,65	5,73	5,80	5,87	5,93	6,00	6,07	6,15	0,73
9	6,21	6,28	6,35	6,41	6,48	6,56	6,62	6,69	6,76	6,83	0,83
	Mokri termometar iznad 0										
0	0,00	0,08	0,16	0,24	0,32	0,40	0,48	0,55	0,63	0,71	0,00
1	0,79	0,87	0,95	1,03	1,11	1,19	1,27	1,35	1,43	1,51	0,11
2	1,59	1,65	1,73	1,81	1,89	1,97	2,05	2,13	2,21	2,29	0,21
3	2,37	2,45	2,53	2,61	2,68	2,76	2,84	2,92	3,00	3,08	0,32
4	3,16	3,24	3,32	3,40	3,48	3,56	3,64	3,71	3,79	3,87	0,43
5	3,95	4,03	4,11	4,19	4,27	4,35	4,42	4,51	4,59	4,67	0,53
6	4,75	4,81	4,89	4,97	5,05	5,13	5,21	5,29	5,37	5,45	0,63
7	5,53	5,61	5,69	5,77	5,85	5,93	6,00	6,08	6,16	6,24	0,73
8	6,32	6,40	6,48	6,56	6,64	6,72	6,80	6,87	6,95	7,03	0,84
9	7,11	7,19	7,27	7,35	7,43	7,51	7,59	7,67	7,75	7,82	0,95
10	7,90	7,97	8,05	8,13	8,21	8,29	8,37	8,45	8,53	8,61	1,05
11	8,69	8,77	8,85	8,93	9,00	9,08	9,16	9,24	9,32	9,40	1,16
12	9,48	9,56	9,64	9,72	9,80	9,88	9,96	10,02	10,10	10,18	1,27
13	10,26	10,34	10,42	10,50	10,58	10,66	10,74	10,82	10,90	10,98	1,37
14	11,05	11,13	11,21	11,29	11,37	11,45	11,46	11,61	11,69	11,77	1,48

Primer: $t = 15.8°$
$t_1 = 13.6°$
$t-t_1 = 2.2°$

Za $t_1 = 13{,}6°$, biće $E_1 = 15{,}51$ mb
Popravka za $t-t_1 = 2{,}2°$ je 1,73 mb
e = 13,78 mb

TABLICA VII (A)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI (U) POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar ispod 0°

Mokri termometar	Razlika između oba termometra ($t-t_1$)											
	0,0°	0,2°	0,4°	0,6°	0,8°	1,0°	1,2°	1,4°	1,6°	1,8°	2,0°	2,2°
°	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
−20	100	87	74	64	52	41	30	21	10	—	—	—
−19	100	89	77	67	56	46	36	27	17	8	—	—
−18	100	89	78	69	59	49	40	32	23	15	6	—
−17	100	90	80	71	62	53	44	36	28	20	12	—
−16	100	90	81	73	64	56	48	40	32	25	18	11
−15	100	91	83	75	67	59	52	45	37	30	24	17
−14	100	92	84	76	69	62	55	48	41	35	28	22
−13	100	92	85	78	71	64	58	51	45	39	33	27
−12	100	93	86	79	73	66	61	55	49	43	37	32
−11	100	94	87	81	75	68	63	57	51	46	41	36
−10	100	94	87	81	76	70	65	60	54	49	44	40
− 9	100	94	88	83	77	72	67	62	57	52	47	43
− 8	100	95	89	84	79	74	68	64	59	55	50	46
− 7	100	95	90	85	80	75	70	66	62	58	53	49
− 6	100	95	90	85	81	76	72	68	63	60	55	52
− 5	100	95	90	86	82	76	73	70	65	62	58	54
− 4	100	96	91	87	83	79	75	71	67	64	60	57
− 3	100	96	92	87	84	80	76	72	69	65	62	59
− 2	100	96	92	88	84	81	77	74	70	67	64	61
− 1	100	96	92	89	85	82	78	75	72	69	65	62
0	100	96	93	89	86	82	79	76	73	70	67	64

Mokri termometar	Razlika između oba termometra ($t-t_1$)											
	2,4°	2,6°	2,8°	3,0°	3,2°	3,4°	3,6°	3,8°	4,0°	4,2°	4,4°	4,6°
−12	27	22	17	12	—	—	—	—	—	—	—	—
−11	31	26	22	18	13	9	—	—	—	—	—	—
−10	35	30	26	22	18	14	10	6	—	—	—	—
− 9	39	35	30	26	22	19	15	12	8	—	—	—
− 8	42	38	34	30	26	23	20	16	13	10	7	—
− 7	45	41	38	34	31	27	24	21	18	15	12	9
− 6	48	44	41	38	34	31	28	25	22	19	16	13
− 5	51	47	44	41	37	34	31	28	26	23	20	18
− 4	53	50	47	44	41	38	35	32	29	27	24	22
− 3	56	52	49	46	43	41	38	35	33	30	28	25
− 2	58	55	52	49	46	43	41	38	36	33	31	28
− 1	60	57	54	51	48	46	43	41	39	36	34	32

Primer: Za $t = -0.6$ biće $t-t_1 = 0.6$ a $U = 89\%$
$t_1 = -1.2$

TABLICA VII (B)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar iznad 0°

Mokri termometar	Razlika između oba termometra ($t-t_1$)											
	0,0°	0,2°	0,4°	0,6°	0,8°	1,0°	1,2°	1,4°	1,6°	1,8°	2,0°	2,2°
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0	100	96	92	88	85	81	78	74	71	67	64	61
1	100	96	92	89	85	82	79	75	72	69	66	63
2	100	96	93	89	86	83	79	76	73	70	67	65
3	100	97	93	90	87	84	80	77	74	71	69	66
4	100	97	93	90	87	84	81	78	76	73	70	67
5	100	97	94	91	88	85	82	79	77	74	71	69
6	100	97	94	91	88	85	83	80	77	75	72	70
7	100	97	94	91	89	86	83	81	78	76	73	71
8	100	97	94	92	89	87	84	82	79	77	74	72
9	100	97	95	92	90	87	85	82	80	78	75	73
10	100	97	95	92	90	88	85	83	81	78	76	74
11	100	97	95	93	90	88	86	83	81	79	77	75
12	100	98	95	93	91	88	86	84	82	80	78	76
13	100	98	95	93	91	89	87	85	83	80	79	77
14	100	98	95	93	91	89	87	85	83	81	79	77
15	100	98	96	93	91	89	87	85	83	82	80	78
16	100	98	96	94	92	90	88	86	84	82	80	79
17	100	98	96	94	92	90	88	86	84	83	81	79
18	100	98	96	94	92	90	88	87	85	83	81	80
19	100	98	96	94	92	91	89	87	85	84	82	80
20	100	98	96	94	93	91	89	87	86	84	82	81
21	100	98	96	95	93	91	89	88	86	84	83	81
22	100	98	96	95	93	91	90	88	86	85	83	82
23	100	98	96	95	93	92	90	88	87	85	84	82
24	100	98	97	95	93	92	90	89	87	85	84	83
25	100	98	97	95	93	92	90	89	87	86	84	83
26	100	98	97	95	94	92	91	89	88	86	85	83
27	100	98	97	95	94	92	91	89	88	86	85	84
28	100	98	97	95	94	92	91	89	88	87	85	84
29	100	98	97	95	94	93	91	89	88	87	86	84
30	100	98	97	96	94	93	91	90	89	87	86	85
31	100	99	97	96	94	93	91	90	89	87	86	85
32	100	99	97	96	94	93	92	90	89	88	86	85
33	100	99	97	96	94	93	92	90	89	88	87	85
34	100	99	97	96	95	93	92	91	89	88	87	86
35	100	99	97	96	95	93	92	91	89	88	87	86

Primer: Za $t = 14.8°$
$t_1 = 13.4°$ biće $U = 85\%$
$t-t_1 = 1.4$

TABLICA VII (B)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar iznad 0°

(nastavak)

Mokri termometar	Razlika između oba termometra $(t-t_1)$											
	2,4°	2,6°	2,8°	3,0°	3,2°	3,4°	3,6°	3,8°	4,0°	4,2°	4,4°	4,6°
°	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0	58	55	52	49	47	44	41	39	36	34	31	29
1	60	57	54	52	49	46	44	41	39	37	34	32
2	62	59	56	54	51	49	46	44	42	39	37	35
3	63	61	58	56	53	51	49	46	44	42	40	38
4	65	62	60	57	55	53	51	48	46	44	42	40
5	66	64	62	59	57	55	53	51	48	46	44	42
6	68	65	63	61	59	56	54	52	50	48	46	45
7	69	67	64	62	60	58	56	54	52	50	48	47
8	70	68	66	64	61	60	58	56	54	52	50	48
9	71	69	67	65	63	61	59	57	55	54	52	50
10	72	70	68	66	64	62	61	59	57	55	54	52
11	73	71	69	67	65	64	62	60	58	57	55	53
12	74	72	70	68	66	65	63	61	60	58	56	55
13	75	73	71	69	68	66	64	63	61	59	58	56
14	75	74	72	70	68	67	65	64	62	61	59	57
15	76	74	73	71	69	68	66	65	63	62	60	59
16	77	75	74	72	70	69	67	66	64	63	61	60
17	78	76	74	73	71	70	68	67	65	64	62	61
18	78	77	75	73	72	70	69	67	66	65	63	62
19	79	77	76	74	73	71	70	68	67	66	64	63
20	79	78	76	75	73	72	70	69	68	66	65	64
21	80	78	77	75	74	73	71	70	68	67	66	65
22	80	79	77	76	74	73	72	70	69	68	67	65
23	81	79	78	76	75	74	72	71	70	69	67	66
24	81	80	78	77	76	74	73	72	70	69	68	67
25	82	80	79	77	76	75	74	72	71	70	69	68
26	82	81	79	78	77	75	74	73	72	71	69	68
27	82	81	80	78	77	76	75	73	72	71	70	69
28	83	81	80	79	78	76	75	74	73	72	70	69
29	83	82	80	79	78	77	76	74	73	72	71	70
30	83	82	81	80	78	77	76	75	74	73	72	70
31	84	82	81	80	79	78	76	75	74	73	72	71
32	84	83	81	80	79	78	77	76	75	74	72	71
33	84	83	82	81	79	78	77	76	75	74	73	72
34	84	83	82	81	80	79	78	76	75	74	73	72
35	84	83	82	81	80	79	78	77	76	75	74	73

Primer: Za $t = 20.9°$
$t_1 = 18.0$ biće $U = 74\%$ (između 75 i 73%)
$t - t_1 = 2.9$

TABLICA VII (B)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar iznad 0°

(nastavak)

Mokri termometar	Razlika između oba termometra $(t-t_1)$											
	4,8°	5,0°	5,2°	5,4°	5,6°	5,8°	6,0°	6,2°	6,4°	6,6°	6,8°	7,0°
°	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0	27	25	23	20	18	16	14	13	11	9	7	6
1	30	28	26	24	22	20	18	16	15	13	11	10
2	33	31	29	27	25	23	21	20	18	16	15	13
3	36	34	32	30	28	26	25	23	21	20	18	17
4	38	36	35	33	31	29	27	26	24	23	21	20
5	41	39	37	35	34	32	30	29	27	26	24	23
6	43	41	39	38	36	34	33	31	30	28	27	25
7	45	43	42	40	38	37	35	34	32	31	29	28
8	47	45	44	42	40	39	37	36	34	33	32	30
9	49	47	45	44	42	41	39	38	37	35	34	33
10	50	49	47	46	44	43	41	40	39	37	36	35
11	52	50	49	47	46	45	43	42	41	40	38	37
12	53	52	50	49	48	46	45	44	42	41	40	38
13	55	53	52	51	49	48	46	45	44	43	41	40
14	56	55	53	52	51	49	48	47	45	44	43	42
15	57	56	55	53	52	51	49	48	47	46	45	43
16	58	57	56	54	53	52	51	50	48	47	46	45
17	60	58	57	56	54	53	52	51	50	48	47	46
18	61	59	58	57	56	54	53	52	51	50	49	48
19	62	60	59	58	57	55	54	53	52	51	50	49
20	62	61	60	59	58	56	55	54	53	52	51	50
21	63	62	61	60	59	57	56	55	54	53	52	51
22	64	63	62	61	59	58	57	56	55	54	53	52
23	65	64	63	61	60	59	58	57	56	55	54	53
24	66	65	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54
25	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55
26	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56
27	68	67	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56
28	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57
29	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58
30	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	60	59
31	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	60
32	70	69	68	67	66	65	64	64	63	62	61	60
33	71	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	61
34	71	70	69	68	67	66	66	65	64	63	62	61
35	72	71	70	69	68	67	66	65	64	63	63	62

TUBLICA VII (B)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar iznad 0°

(nastavak)

Mokri termometar	Razlika između oba termometra (t−t₁)											
	7,2°	7,4°	7,6°	7,8°	8,0°	8,2°	8,4°	8,6°	8,8°	9,0°	9,2°	9,4°
°	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	8	6	5	3	—	—	—	—	—	—	—	—
2	12	10	9	7	6	4	3	—	—	—	—	—
3	15	14	12	11	9	8	7	6	4	3	—	—
4	18	17	15	14	13	11	10	9	8	7	5	4
5	21	20	19	17	16	15	13	12	11	10	9	8
6	24	23	21	20	19	18	16	15	14	13	12	11
7	27	25	24	23	22	20	19	18	17	16	15	14
8	29	28	26	25	24	22	22	21	20	18	17	16
9	31	30	29	28	26	25	24	23	22	21	20	19
10	33	32	31	30	29	28	26	25	24	23	22	21
11	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24
12	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26
13	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28
14	41	40	39	37	36	35	34	33	32	31	30	30
15	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31
16	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33
17	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	35
18	46	45	44	43	42	41	41	40	39	38	37	36
19	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37
20	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	40	39
21	50	49	48	47	46	45	44	43	43	42	41	40
22	51	50	49	48	47	46	45	45	44	43	42	41
23	52	51	50	49	48	47	47	46	45	44	43	42
24	53	52	51	50	49	49	48	47	46	45	44	43
25	54	53	52	51	50	50	49	48	47	46	45	44
26	55	54	53	52	51	50	49	49	48	47	46	45
27	56	55	54	53	52	51	50	49	49	48	47	46
28	56	55	55	54	53	52	51	50	50	49	48	47
29	57	56	55	54	54	53	52	51	50	50	49	48
30	58	57	56	55	54	54	53	52	51	50	50	49
31	58	58	57	56	55	54	53	53	52	51	50	50
32	59	58	57	57	56	55	54	53	53	52	51	50
33	60	59	58	57	56	56	55	54	53	53	52	51
34	60	59	59	58	57	56	55	55	54	53	52	52
35	61	60	59	58	58	57	56	55	55	54	53	52

TABLICA VII (B)

RAČUNANJE RELATIVNE VLAŽNOSTI POMOĆU PSIHROMETRA

Mokri termometar iznad 0°

(nastavak)

Mokri termometar	Razlika između oba termometra (t−t₁)											
	9,5°	10,0°	10,5°	11,0°	11,5°	12,0°	13,0°	14,0°	15,0°	16,0°	17,0°	18,0°
°	%	%	%		%	%	%	%	%	%	%	%
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	7	5	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	10	8	5	3	—	—	—	—	—	—	—	—
7	13	11	8	6	4	2	—	—	—	—	—	—
8	15	13	11	9	7	5	2	—	—	—	—	—
9	18	16	14	12	10	8	4	—	—	—	—	—
10	20	18	16	14	12	10	7	4	—	—	—	—
11	23	21	19	17	15	13	9	6	4	—	—	—
12	25	23	21	19	17	15	12	9	6	3	—	—
13	27	25	23	21	19	17	14	11	8	6	3	—
14	29	27	25	23	21	19	16	13	10	8	5	3
15	31	29	27	25	23	21	18	15	12	10	7	5
16	32	30	28	26	25	23	20	17	14	11	9	7
17	34	32	30	28	26	25	21	18	16	13	11	9
18	35	33	32	30	28	26	23	20	17	15	13	11
19	37	35	33	31	29	28	24	21	19	16	14	12
20	38	36	34	32	31	29	26	23	20	18	16	14
21	39	38	36	34	32	30	27	24	22	19	17	15
22	40	39	37	35	33	32	29	26	23	21	18	16
23	42	40	38	36	34	33	30	27	24	22	20	18
24	43	41	39	37	36	34	31	28	26	23	21	19
25	44	42	40	38	37	35	32	29	27	24	22	20
26	45	43	41	40	38	36	33	30	28	25	23	21
27	46	44	42	41	39	37	34	31	29	26	24	22
28	46	45	43	41	40	38	35	32	30	27	25	23
29	47	46	44	42	41	39	36	33	31	28	26	24
30	48	47	45	43	42	40	37	34	32	29	27	25
31	49	47	45	44	43	41	38	35	33	30	28	26
32	50	48	46	45	43	42	39	36	33	31	29	—
33	50	49	47	46	44	43	40	37	34	32	—	—
34	51	50	48	46	45	43	40	38	35	—	—	—
35	52	50	48	47	45	44	41	38		—	—	—

TABLICA VII (C)

Ispravka relativne vlažnosti određene po tablicama VII (A i B).

ako se vazdušni pritisak razlikuje za 100 mm od 750 mm.

Mokri termometar	Razlika između oba termometra (t—t₁)												
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	10°	12°	14°	16°	18°
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
—20	6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—18	5,7	10,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—16	4,8	8,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—14	4,1	7,5	10,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—12	3,5	6,4	8,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—10	3,0	5,5	7,6	9,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 8	2,5	4,7	6,6	8,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 6	2,2	4,0	5,6	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 4	1,9	3,5	4,9	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2	1,6	3,0	4,2	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 0	1,4	2,6	3,7	4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1,6	3,0	4,2	5,2	6,1	6,8	7,4	—	—	—	—	—	—
2	1,4	2,6	3,6	4,5	5,3	5,9	6,5	6,9	—	—	—	—	—
4	1,2	2,3	3,2	4,0	4,6	5,2	5,7	6,1	6,6	—	—	—	—
6	1,1	2,0	2,8	3,5	4,0	4,6	5,0	5,3	5,9	6,2	—	—	—
8	0,9	1,7	2,4	3,0	3,6	4,0	4,4	4,7	5,2	5,5	5,6	—	—
10	0,8	1,5	2,1	2,7	3,1	3,5	3,8	4,1	4,6	4,8	5,0	—	—
12	0,7	1,3	1,9	2,3	2,7	3,1	3,4	3,6	4,0	4,3	4,4	4,5	—
14	0,6	1,2	1,6	2,1	2,4	2,7	3,0	3,2	3,6	3,8	3,9	4,0	4,0
16	0,5	1,0	1,5	1,8	2,1	2,4	2,7	2,9	3,2	3,4	3,5	3,6	3,6
18	0,5	0,9	1,3	1,6	1,9	2,1	2,4	2,5	2,8	3,0	3,1	3,2	3,2
20	0,4	0,8	1,1	1,4	1,7	1,9	2,1	2,3	2,5	2,7	2,8	2,9	2,9
22	0,4	0,8	1,1	1,3	1,6	1,8	2,0	2,1	2,4	2,5	2,6	2,7	2,7
24	0,3	0,6	0,9	1,1	1,3	1,5	1,7	1,8	2,0	2,1	2,2	2,3	2,3
26	0,3	0,6	0,8	1,0	1,2	1,3	1,5	1,6	1,8	1,9	2,0	2,1	2,1
28	0,3	0,5	0,7	0,9	1,1	1,2	1,3	1,4	1,6	1,7	1,8	1,9	1,9
30	0,2	0,4	0,6	0,8	0,9	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,7
32	0,2	0,4	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1;3	1,4	1,5	1,5	—
34	0,2	0,4	0,5	0,6	0,8	0,9	1,0	1,0	1,2	1,3	1,3	—	—

Primedba: Nađeni broj u ovoj tablici se dodaje relativnoj vlažnosti kada je vazdušni pritisak manji za 100 mm od 750, a oduzima kada je veći za 100 mm. To isto važi i za korekciju iz tablice VI (poslednja vertikalna rubrika).

SPISAK LITERATURE

1. Тверской П.: Курс метеорологии. Ленинград, 1962.
2. Венцкевич Г.: Сельско хозяйствеиная метеорология. Ленинград, 1957.
3. Воейков А.: Избранние сочинения. Ленинград, 1957.
4. Киряков К. и Тодоров Т.: Селскостопанска метеорология. Пловдив, 1964,.
5. Sutton O.: The Challenge of the Atmosphere. New York, 1961.
6. Хромов С. и Мамонтова Л.: Метеорологический словарь. Ленинград, 1963.
7. Bell B. i dr.: Die Erde. Leipzig, 1965.
8. Foitzik L. und Hinzpeter H.: Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Leipzig, 1958.
9. Sauberer F. — Härtel O.: Pflanze und Stranlung. Leipzig, 1959.
10. Mrose H.: Klima und Wetter in ihrer Wirkung auf den Menschen. Wittenberg Lutherstadt, 1956.
11. Critchfield H.: General climatology. Washington, 1961.
12. Костин С. и Покровскя Т.: Климатология. Ленинград, 1961.
13. Виткевич В.: Практические занятия по Сельскохозяйственной метеорологии Москва, 1962.
14. Simović D.: Botanički rečnik. Beograd, 1959.
15. Böer W.: Technische Meteorologie. Leipzig, 1964.
16. Möller F. und Volz F.: Grundlagen, Einheiten und Formeln der atmosphärischen Strahlungsforschung. Linkes meteorologisches Taschenbuch. Leipzig, 1957.
17. Milosavljević M.: Klimatologija. Beograd, 1963.
18. Шульгин А.: Температурный режим почвы. Ленинград, 1957.
19. Otorepec S.: Temperaturni režim u Srbiji — u štampi.
20. Dobrilović B.: Godišnji hod temperature tla u Beogradu. Beograd ,1957.
21. Берлянд М.: Предсказание и регулирование теплового режима приземнога слоя атмосферы, Ленинград 1956.
22. Milosavljević K.: Monografija o temperaturi vazduha u Beogradu — u štampi.
23. Мищенко З.: Суточный ход температуре воздуха и его агроклиматическое значение, Ленинград, 1992
24. Milosavljević M.: Promenljivost izvesnih meteoroloških elemenata u februaru i martu i značaj ovih promena za vegetaciju. Zbornik radova Polj. fakulteta, sv. 1. Beograd, 1957.
25. Milosavljević M.: Anomalije u pojavi prolećnih mrazeva u Srbiji. Zbornik Matice sprpske za prirodne nauke, sv. 25/1963. Novi Sad, 1963.
26. Milosavljević M.: Prilog proučavanju mikroklime Beograda i njegove bliže okoline. Glasnik srpskog geografskog društva, sv. XXXIV. Beograd 1954.
27. Dobson G.: Exploring the Atmosphere. Oxford, 1963.
28. Milosavljević M.: Minimalne temperature u prizemnom sloju vazduha u toku noći. Zbornik radova Polj. fakulteta, sv. 1. Beograd, 1956.
29. Хромов С.: Метеорология и климатология для географических факультетов. Ленинград, 1964.
30. Čadež M.: Uvod u dinamičku meteorologiju. Beograd, 1959.
31. Пчелко И.: Авиационная метеорология, Ленинград, 1963.
32. Stojićević D.: Navodnjavanje. Beograd, 1964.
33. Molga M.: Agricultural meteorology. Warszawa, 1962.

34. Sigmund J.: Wetterkunde, Wien, 1960.
35. Milosavljević K.: Vlažnost vazduha u Beogradu — u štampi.
36. Milosavljević M. i Todorović N.: Proučavanje mikroklime čokota pri različitim sistemima gajenja i rezidbe vinove loze. — Zbornik meteor. i hidr. radova, br. 2. Beograd, 1965.
37. Milosavljević K.: Zamućenost vazduha, gradska i industrijska magla i njihove štetne posledice. Nauka i priroda br. 9 Beograd, 1956.
38. Međunarodni atlas oblaka. Izdanje Svetske meteorološke organizacije. Ženeva, 1956.
39. Heyer E.: Witterung und Klima. Leipzig, 1963.
40. Milosavljević M.: Poledica na Fruškoj Gori i uzroci njenog nastanka. Zbornik radova Polj. fakulteta, sveska 1. Beograd, 1957.
41. Milosavljević M. i dr.: Temperatura snežnog pokrivača sa ledenom korom i njen uticaj na ozimu pšenicu. Zbornik Matice srpske za prirodne nauke, sv. 27/1964. Novi Sad, 1964.
42. Milosavljević M. i dr.: Die Temperatur der Schneedecke mit Eiskruste und ihr Einfluss auf den Winterweizen — Probleme des Wasser — und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Leipzig, 1964.
43. Petterssen S.: Weather analysis and forecasting. New York—Toronto—London, 1956.
44. Milosavljević K.: Prilog poznavanju strukture kišnih dana. Beograd, 1957.
45. Milosavljević K.: Karakteristike klime Beogradske opservatorije. 75. godišnjica opservatorije u Beogradu. Beograd, 1963.
46. Milosavljević M.: Snežni pokrivač i njegove karakteristike. Nauka i priroda, br. 1. Beograd, 1957.
47. Geiger R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig—München, 1960.
48. Baumann H.: Witterungslehre für die Landwirtschaft. Berlin und Hamburg, 1961.
49. Куниц А. и Матвеев М.: Синоптическая метеорология. Ленинград, 1964.
50. Константинов А. и Струзер Л.: Лесные полосы и урожай. Ленинград, 1965.
51. Milosavljević M. — Todorović N.: Prilog proučavanju strukture vetra košave u Podunavlju. Zbornik radova Polj. fakulteta, sv. 1. Beograd, 1958.
52. Stanojević S.: Vetar košava kao klimatski modifikator. Zbornik radova Polj. fakulteta br. 275. Beograd, 1959.
53. Milosavljević M.: Einfluss der Transsylvaner Alpen auf die Struktur des östlichen Windes in der Pannonischen Ebene. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 54 Ofenbach, 1958.
54. Зверев А.: Синоптическая метеорология, Ленинград, 1957.
55. Donn W.: Meteorology-third edition. New York, 1965.
56. Uputstvo za merenje globalnog zračenja na sfernu površinu. Meteorološka opservatorija Saveznog hidrometeorološkog zavoda. Beograd, 1964.
57. Uputstvo za osmatranja i merenja na meteorološkim stanicama. Izdanje Saveznog hidrometeorološkog zavoda. Beograd, 1956.
58. Кедроливанский В. и Стернзат М.: Метеорологические приборы. Ленинград, 1953.
59. Reiner J.: Die meteorologischen Instrumente, Pössneck, 1949.
60. Potential evapo-transpiration: An appel for its measurement, Weather, 1954.
61. Uputstvo za merenje isparavanja i evapotranspiracije pomoću Garnie-vog evapo-transpirometra. Hidrometeorološki zavod SR Srbije. Beograd, 1956.
62. Otorepec S.: Agrometeorologija. Beograd, 1962.
63. Dirmhirn I.: Das Strahlungsfeld im Lebensraum. Frankfurt am Main, 1964.
64. Wallace J. and Hobbs P.: Atmospheric Science. Academic Press, New York, 1977.

ljine površine sa čestice na česticu vazduha i služi za zagrevanje vazduha. Treći deo toplotne energije, koji je naročito veliki ako je u pitanju vodena površina ili biljni pokrivač, troši se na isparavanje. Četvrti deo toplotne energije troši se na stvaranje konvektivnih vazdušnih struja, tj. pretvara se u mehanički rad. Ostatak toplotne energije, posle svih navedenih procesa, upotrebljava se za zagrevanje površine zemlje i dubljih slojeva u zemlji.

Zagrevanje i hlađenje zemljine površine i dubljih slojeva zemlje zavisi od mnogih uslova: od razlike temperature pojedinih slojeva zemlje i od fizičkih osobina same zemlje. Među ovima naročito se ističu tri fizičke osobine: zapreminska specifična toplota, provodljivost toplote i temperature i dijatermnost (propuštanje sunčevog zračenja). Pošto su ove osobine različite za razne vrste zemlje, to će i toplotni procesi zemlje biti takođe različiti.

Što je veća razlika između temperature na površini zemlje i temperature u njenim dubljim slojevima, to će veća količina toplote ili da ulazi u zemlju ili da izlazi iz zemlje.

Zapreminska specifična toplota vode je 4,186 J a zapreminska specifična toplota kopna iznosi u srednjoj vrednosti oko 2,09 – 2,51 J/cm³, tj. ona je dva puta manja nego zapreminska specifična toplota vode. Specifična toplota kopna zavisi od njegove vlažnosti, sadržine vazduha u zemljištu, poroznosti i od mineralnog sastava zemljišta.

Specifična toplota kopna povećava se sa povećanjem vlažnosti, a smanjuje sa povećanjem poroznosti zemljišta kada se u porama nalazi vazduh. Ukoliko uopšte ima više vazduha u zemljištu, smanjuje mu se specifična toplota. Zapreminska specifična toplota za izvesne vrste zemljišta, a pri različitoj relativnoj vlažnosti prikazana je u tablici 9 (18).

Tablica 9. *Zapreminska specifična toplota zemljišta pri različitoj vlažnosti zemljišta, u J/cm³ stepen*

Vrsta zemljišta	Vlažnost zemljišta u %			
	0	20	50	100
Pesak	1,46	1,67	2,01	2,63
Glina	1,09	1,51	2,26	3,76
Treset	0,83	1,34	2,34	3,93

Kao što se iz tablice 9. vidi, zapreminska specifična toplota treseta u suvom stanju je najmanja u odnosu na pesak i glinu, a u vlažnom zasićenom stanju najveća. Međutim, specifična toplota suvog peska je najveća, u odnosu na glinu i treset, dok je pri vlažnosti od 100% najmanja. Dalje se iz podataka vidi da je specifična toplota gline u suvom stanju manja od specifične toplote suvog peska. Ali pri relativnoj vlažnosti od 50 i 100% specifična toplota gline je veća od specifične toplote vlažnog peska.

Zapreminska specifična toplota vazduha je vrlo mala i iznosi 0,0013 J/cm³ stepen. Zato i jeste zapreminska specifična toplota suve porozne zemlje, u kojoj su pore ispunjene vazduhom manja od zapreminske specifične toplote vlažne zemlje, u kojoj su pore ispunjene vodom. Iz toga izlazi, kao što se vidi iz tablice 9, da je zapreminska specifična toplota treseta u suvom stanju samo 0,837 J/cm³ stepen, dok je pri potuno vlažnom stanju 3,935 J/cm³ stepen, skoro ravna specifičnoj toploti vode.

Da bi se temperaturni odnosi na zemljinoj površini i u dubljim slojevima bolje razumeli, mora se odvojeno posmatrati zagrevanje i hlađenje kopna i zagrevanje i hlađenje vodenih masa (reka, jezera, mora i okeana).

25. ZAGREVANJE I HLAĐENJE KOPNA

Direktni i difuzni sunčevi zraci, koji padaju na zemljinu površinu, bivaju najvećim delom apsorbovani od strane kopna, gde se pretvore u toplotnu energiju. Koliko će zračne energije biti apsorbovano i do koga će se stepena zagrejati kopnene mase zavisiće od izvesnih fizičkih osobina kopna.

Prva od ovih osobina jeste da delovi kopna imaju obično mrku i hrapavu gornju površinu. Zbog toga kopno manje reflektuje a više apsorbuje sunčeve zrake koji na njega padaju. Zračna energija koja pada na površinu kopna ne može prodirati u dublje slojeve, jer kopno nije dijatermno, već bude apsorbovana od površinskog sloja, usled čega se površinski sloj kopna jako zagreje.

Druga fizička osobina kopna je u tome što kod sastavnih delova kopna nema nikakvih promena u njihovom agregatnom stanju, te se toplotna energija ne gubi u vidu latentne toplote, sem u zimskim mesecima, kada je zemljište na višim geografskim širinama zamrznuto do manje ili veće dubine.

Treća fizička osobina kopna je u tome što su čestice kopna vezane za mesto i ne mogu se pokretati usled nejednakog zagrevanja dva obližnja mesta.

Najzad, mala vrednost specifične toplote sastavnih delova kopna utiče na srazmerno brzo zagrevanje i hlađenje njihove površine. Ovo naročito važi za peskovito zemljište, koje ima veoma malu specifičnu toplotu.

Kada se ovo sve uzme u obzir, onda je jasno da najveći deo sunčevog zračenja bude na samoj površini kopna apsorbovan i preobražen u toplotu. Jedan deo te toplote upotrebi se na zagrevanje površine kopna, a ostatak bude proveden u neposredno dublji sloj. U njemu se opet neki deo upotrebi na zagrevanje, a ostatak bude proveden sa čestice na česticu u neposredno dublji sloj. To se tako produžava sve dublje. Prema tome, svaki dublji sloj biće sve manje i sve docnije zagrejan prema uslovima na površini kopna.

Kao što se vidi, toplota se prenosi u dublje slojeve kopna samo provođenjem sa čestice na česticu. Ali pošto je provodljivost toplote sastavnih delova kopna dosta mala, to se uticaj provođenja toplote u toku dana retko gde oseti do dubine od 1 metra. Ta dubina zavisi na prvom mestu, od jačine insolacije u toku dana i stoji sa njom u pravom odnosu. Zimi je ta dubina manja a leti veća.

Ali čim sunce zađe, intenzitet sunčevog zračenja spadne na nulu. Od tog trenutka dejstvuje samo radijacija. Prvo se počne hladiti, odnosno izdavati magaziniranu toplotu površina zemljišta, i na taj način se rashladi. Zatim počne izdavati toplotu neposredno dublji topliji sloj od površinskog, ali se na taj način i on rashladi. Toplota se sada provodi sa čestice na česticu ali obrnutim putem, od dubljih slojeva prema površinskim. To se tako događa u toku cele noći, i dublji slojevi počinju izdavati toplotu i hladiti se. Usled toga će svaki dublji sloj biti sve manje rashlađen i njegovo hlađenje će početi sve docnije u odnosu na površinu zemljišta.

Sve ovo dovodi do zaključka da vremena najjačeg zagrevanja i najjačeg hlađenja sa dubinom zakašnjavaju prema onima na površini zemljišta. Brzina zagrevanja i hlađenja zemljišta, kao što je u prethodnom članu rečeno, zavisi od provodljivosti toplote dotičnog zemljišta. Isto tako i dubina do koje će se u toku dana provesti toplota zavisi takođe od provodljivosti toplote.